Т.Н.СОКОЛОВА

THH

Аутигенное силикатное минералообразование разных стадий осолонения



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Т.Н. СОКОЛОВА

АУТИГЕННОЕ СИЛИКАТНОЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ РАЗНЫХ СТАДИЙ ОСОЛОНЕНИЯ

(на примере пермских бассейнов юго-востока Русской платформы)

Труды, вып. 361



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» Москва 1982

Academy of Sciences of the USSR Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

T.N. Sokolova

AUTHIGENIC SILICATE MINERAL FORMATION OF VARIOUS SALINIZATION STAGES

(with examples of permian basins of the Russian platform South-East)

Transactions, vol. 361

Соколова Т.Н. Аутигенное силикатное минералообразование разных стадий осолонения (на примере пермских бассейнов юго-востока Русской платформы). М.: Наука, 1982. 164 с. (Труды ГИН; Вып. 361).

На примере пермских солеродных бассейнов юго-востока Русской платформы впервые изучены особенности аутигенного силикатного минералообразования разных стадий осолонения, начиная от доломито-сульфатной и кончая эвтонической. Последняя исследована по материалам уникальной толщи бишофитов (Волгоградское Поволжье). Дано детальное кристаллохимическое описание слоистых силикатов, установлены минеральные парагенезы и минералы-индикаторы, свойственные доломито-сульфатной, галитовой, калийно-магниевой и эвтонической стадиям осолонения. Описан ряд новых и редких минералов, впервые встреченных в осадочных породах (минерал группы серпентина, гидратированный тальк, лейкофиллит, манассеит и др.). Табл. 48, ил. 52 + 24 фототабл., библиогр.: с. 152-158 (204 назв).

Редакционная коллегия:

академик А.В. Пейве (главный редактор), В.А. Крашенинников, В.Г. Гербова, П.П. Тимофеев

Ответственный редактор

А.Г. Коссовская

Editorial board:

Academician A. V. Peive (Editor-in-chief), V.A. Krasheninnikov, V.G. Gerbova, P.P. Timofeev

Responsible editor

A.G. Kossovskaya

С <u>1904020000-051</u> 055 (02) -82 330-82, кн. 2.

введение

В осадочном чехле земной коры соленосные отложения имеют широкое распространение. И если структурно-тектоническое положение галогенных формаций установлено достаточно четко, то в отношении их генезиса имеется еще много неясного. Особенно повышенный интерес к соленосным породам и условиям их формирования стал проявляться в последнее время в связи с широкими поисково-разведочными работами на калийные соли и нефть. Этому способствовали и работы по изучению океанов, выявившие соленосные толщи и солянокупольные структуры в глубоководных морских впадинах с корой океанического и переходного типов: в Мексиканском и Бискайском заливах. Лигурийском море. Мошные пласты каменной соли были обнаружены при разведке на нефть в приматериковых областях современного Атлантического океана - у западных берегов Африки в Анголе, Габоне, Конго, в шельфовой зоне Сенегала, в дельте р. Нигер, а также на восточном побережье Бразилии [Кропоткин, Валяев, 1970; Pautot et al., 1970; Hsu, 1972]. Накопление солей вдоль атлантического побережья Африки и Южной Америки происходило, по мнению ряда исследователей, в грабенообразных и сбросовых поогибах в начальные фазы их формирования, в момент открытия бассейна; соленосные отложения здесь располагаются в основании транстрессивных серий.

Большой интерес и много вопросов вызвало открытие металлоносных гидротермальных рассолов в глубоких впадинах дна Красного моря [Современное..., 1974], где протекают процессы современного галогенеза, открытие месторождений бишофита в Приволжской моноклинали [Казанцев и др., 1974], а также нахождение в Конго и Бразилии мощных отложений тахгидрита [Wardlaw, 1972], минерала, который не может быть получен в процессе прямого испарения морской воды и не может находиться в парагенезе с морскими соляными минералами.

В результате экспериментальных исследований процессов кристаллизации солей при выпаривании воды океанического типа, проведенных Я.Г. Вант-Гоффом, Н.С. Курнаковым, С.Ф. Жемчужным, М.Г. Валяшко, были изучены условия осаждения солей из многокомпонентных систем при различных температурах и давлениях. Однако последовательность образования отдельных минералов и их мощность в разрезах соленосных толщ не соответствуют в точности ни одной из разработанных диаграмм физико-химических равновесий.

Новые геологические факты, а также результаты проведенного в последнее время детального изучения палеогеографии регионов соленакопления прошлого пришли в столкновение с долго существовавшими представлениями о мелководных, лагунных, условиях образования древних соленосных толщ.

В 1961 г. А.Л. Яншиным была высказана идея о глубоководности некоторых солеродных бассейнов прошлого. В настоящее время эту идею поддерживают многие исследователи. Однако физико-химические условия глубоководного соленакопления продолжают оставаться пока не выясненными. Поставлено под сомнение существовавшее долго: время убеждение о неизменности солевого состава вод Мирового океана в течение фанерозоя. В результате все многочисленные эксперименты "по осаждению солей при испарении современной морской воды не могут быть механически перенесены на геологическое прошлое" [Яншин, 1978, с. 42].

В последнее время в геологической литературе появилось много работ, в которых процессы галогченной седиментации авторы связывают с эндогенными факторами. Выдвигаются гипотезы подземного испарения, галогенного метасоматоза и разгрузки на дно седиментационных бассейнов глубинных рассольных вод и продуктов дегазации мантии.

Модификацией эксгаляционно-осадочной теории образования солей является предложенная М.К. Калинко [1973] гипергенно-вулканогенно-осадочная гипотеза. Высказано и обосновано предположение о наличии двух реэко различных генетических типов солеродных бассейнов: первично-седиментационных, связанных с областями деструкции континентальной коры, и вторичных – десцендентно-седиментационных, связанных с областями земной коры, испытывающими сильные тангенциальные напряжения, обусловленные началом формирования горных сооружений [Гемп, 1979]. Увеличение числа выявленных соленосных толщ по мере проведения глубокого бурения в различных палеоклиматических зонах земного шара дало возможность Л. Слоссу [Sloss, 1969] признать климатические условия не главным фактором, определяющим процесс соленакопления.

Понятно, что ответить на все поставленные геологической практикой вопросы можно только на основании как глубокого изучения условий формирования соленосных осадков в соответствующих структурно-тектонических зонах земной коры и детального литолого-палеогеографического исследования регионов соленакопления, так и систематического и всестороннего минералого-петрографического анализа всего комплекса пород галогенных формаций.

Необходимо отметить, что если минералогия и петрография собственно соляных пород и минералов изучены достаточно детально, то силикатное минералообразование в галогенных формациях до сих пор продолжает оставаться слабо освещенным. Особенный интерес представляют глинистые минералы, кристаллохимические характеристики которых несут информацию об условиях образования вмещающих их пород, а индикаторная значимость которых для получения разнообразной геологической информации общепризнана в геологической литературе. При этом изучение глинистых минералов должно базироваться не только на данных фазового рентгеновского анализа, которые, как известно, ничего не говорят о генетической природе минералов, но и на структурно-кристаллохимическом или типоморфно-генетическом уровне. Типоморфные и кристаллохимические особенности одних и тех же минералов не идентичны в различных геологических обстановках. В условиях солеродных водоемов, характеризующихся гаммой последовательных переходов от пресноводных обстановок к высокоминерализованным, можно изучать характер и динамику кристаллохимических преобразований глинистых минералов в процессе взаимодействия минералов с меняющейся средой. При этом чрезвычайно важно проследить изменения состава глинистых минералов в породах, характеризующих различные этапы осолонения водоема, при условии первичной однородности терригенного материала.

Индикаторные свойства глинистых минералов проявляются не только в том, что они способны запечатлеть физико-химические параметры пространственно фациальных сред седиментационных бассейнов, но и в том, что в их кристаллохимических характеристиках отражается постседиментационная история вмешаюших пород в условиях регионального эпигенеза и метаморфизма. Поэтому изучение глинистых минералов в вертикальных рядах галогенных формаций может дать информацию о специфике и степени вторичной преобразованности вмешаюших соленосных толщ.

В связи со сказанным выше основными задачами настоящей работы являлись: 1) изучение состава первичного кластогенного материала, поступавшего в бассейны седиментации и являвшегося сырьем для последующего аутигенного минералообразования; 2) выяснение характера изменения этого материала в условиях последовательно нарастающих стадий осолонения; 3) изучение состава фоновых глинистых минералов в породах разных стадий осслонения и установление их генетической связи с составом парагенетических ассоциаций первичного обломочного и тонкодисперсного вещества; 4) выявление ассоциаций глинистых минералов в породах определенных стадий осолонения и процессов, приведщих к их возникновению; 5) установление кристаллохимических особенностей глинистых минералов в породах разных стадий осолонения бассей на и выяснение основных причин, обусловливающих появление тех или иных минералов и их кристаллохимическую специфику; 6) определение индикаторных и раритетных минералов, свойственных породам каждой стадии осолонения.

Для решения поставленных задач были выбраны соленосные отложения пермского возраста, широко распространенные на земном шаре. Наиболее мощные соленосные толщи этого возраста известны в Восточно- и Западно-Европейском бассейнах и в бассейне Мидконтинента в Северной Америке. Пермские соленосные серии формировались в Чу-Сарысуйском бассейне в Азии, в бассейнах Супай и Северо-Мексиканском в Северной Америке, в Предандинском бассейне в Южной Америке. Гипсы и ангидриты пермского возраста известны в бассейне Канадского Арктического архипелага, на восточном побережье Гренландии, на Шпидбергене и в некоторых других бассейнах Южной Америки [Жарков, 1974]. Таким образом, пермский период отличался грандиозным по масштабу накоплением галогенных пород.

Общая черта всех пермских соленосных толщ - большая роль в их разрезе гипсов и ангидритов. Произведенный Г.А. Мерзляковым [1977] подсчет суммарных объемов отдельных типов пород по каждому из бассейнов пермского соленакопления Евразии показал, что во всех бассейнах (за исключением отложений серии Стасфурт в Субгерцинской, Тюрингской и Везерской впадинах Западно-Европейского бассейна и отложений кунгура Прикаспийского бассейна) гипсов и ангидритов всегда во много (в 6-8) раз пропорционально больше объемов каменной соли. С этими данными согласуются данные по изотопному составу серы. Пермские ангидриты повсеместно характеризуются аномально легким изотопным составом серы (+10%). В. Холзер и И. Каплан [Holser, Kaplan, 1966] предполагают, что для того, чтобы обусловить пермский минимум, необходимо было обогащение пермского моря сульфатом ~ на 45%, что соответствует повышению общей солевости океанической воды на 1,5-3%. Возможно, повышение солености было связано со значительным понижением уровня Мирового океана, вызванного гондванским оледенением и изменением темпов расширения океанического дна в пермо-триасе [Fomey, 1975]. Характерной чертой пермских бассейнов является полнота и завершенность процессов галогенеза, приведших к формированию наряду с мощными толщами каменной соли залежей калийномагниевых солей. И только начиная с пермского периода в разрезах соленосных толи фиксируются как хлориды Na, K, Mg, так и их сульфатные соли.

Объектами исследования являлись:

1. Верхнепермские отложения Оренбургского Приуралья. Существовавший в позднеказанское время Бугуруслан-Сорочинский солеродный бассейн характеризовался четкой фациальной зональностью: по периферии формировались доломито-сульфатные породы с прослоями песчано-алевролито-глинистых, в центральной части – галит с прослоями ангидрита. Относительно небольшие размеры бассейна, ненарушенное тектоническими процессами горизонтальное залегание пород, хорошая палеогеографическая изученность региона, а также проведенное нами литолого-фациальное и минералого-петрографическое изучение всего комплекса пород разреза верхнепермской формации на территории Оренбургского Приуралья позволили проследить на площади и в разрезах характер преобразования петрографически однотипного обломочного исходного материала от нормально-морских условий и начальных этапов осолонения (доломито-сульфатная стадия, соленость вод 7-20%) до стадии садки галита (соленость вод 28%).

2. Нижнепермская (кунгурская) соленосная формация Прикаспийской впадины (купол Индер). В разрезе формации наряду с мощными толщами камелной соли присутствуют горизонты калийно-магниевых солей, формирование которых происходило в условиях значительно более высокой солености вод, достигавшей Зб%. Эти горизонты, таким образом, характеризуют следующую после галитовой стадию осолонения бассейна – стадию садки калийно-магниевых солей. В разрезе купола Индер калийно-магниевые соли представлены как хлоридами К и Mg, так и их сульфатными солями. Наличие шахтных выработок дало возможность проследить на площади специфику состава и изменения глинистых минералов в связи с изменением состава вмещающих пород.

3. Нижнепермская (кунгурская) соленосная формация Приволжской моноклинали. В разрезе формации наряду с калийно-магниевыми солями присутствуют мощные линзы-пласты бишофита, кристаллизация которого возможна только в условиях предельной солености вод бассейна – 36-38% (эвтоника). Этот уникальный, пока единственный в мире разрез позволил изучить специфику глинообразования в экстремальных условиях эвтонической рапы.

Особенности пермских отложений, образующих мощные и разнообразные по составу соленосные комплексы (от доломито-сульфатных до калийно-магниевых и бишофитовых) в пределах юго-восточной окраины Русской платформы, Предуральского прогиба и Прикаспийской впадины, близкий для всех регионов состав первичного кластогенного материала питающих провинций, которыми являлись растушие горные сооружения Урала, делали пермские отложения этих областей соленакопления очень удачным объектом для решения поставленных задач.

При выполнении работы был использован комплекс методов начиная от литолого-фациального анализа и установления минеральных парагенезов и кончая детальным кристаллохимическим изучением глинистых минералов. Метод литолого-фациального анализа пород и метод стадиального анализа минеральных парагенезов, под которым, как известно, понимается совместное изучение всех составных частей гранулометрического спектра терригенных образований, были применены при изучении граувакковых комплексов верхнепермской формации Оренбургского Приуралья. Последний метод использовался при изучении вулкано-пирокластических пород в соленосной толще купола Индер. Изучение глинистых и аутигенных минералов проводилось с применением всего комплекса современных физических методов. Много внимания автором уделено разработке специальных приемов выделения мономинеральных фракций с целью их дальнейшего всестороннего изучения и расчета кристаллохимических формул. Основными методами исследования являлись оптическое изучение и рентреновская дифрактометрия в сочетании с методами химического анализа. Широко использовались просвечивающая и сканирующая электронная микроскопия, дифференциально-термический анализ: для решения ряда вопросов привлекались электронография, инфракрасная спектроскопия, спектральный анализ и исследование кристаллов с помощью рентгеновского микроанализатора.

Выполнению настоящего исследования во многом способствовала возможность постоянного обсуждения возникавших перед автором вопросов с коллегами, прежде всего с А.Г. Коссовской, В.А. Дрицем, В.Д. Шутовым, В.И. Муравьевым, Л.Н. Ботвинкиной, которые на всех этапах проведения работы не только помогали ценными советами, но и являлись критическими оппонентами. Всем перечисленным товарищам, а также В.В. Лобановой и Н.М. Джиноридзе (ВНИИГалургии), В.М. Бочарову (КазИМС) и всем сотрудникам лабораторий геоминералогии, физических методов исследования и химической лаборатории ГИН АН СССР, способствовавшим выполнению работы, автор выражает глубокую благодарность.

Глава первая

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ СОСТАВА ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Составу глинистых минералов, связанных с разными типами соленосных формаций, посвящен целый ряд работ. И если в ранних работах отмечался лишь только сам факт присутствия тех или иных минералов, то в более поздних исследованиях рассматривается также и генезис глинистых минералов.

Одним из первых исследователей, изучивших состав глинистых минералов в соленосных толшах Советского Союза, была Е.А. Яржемская [1949, 1954]. Ею впервые установлено присутствие в соленосных отложениях неогена Прикарпатских месторождений и пермских Верхнекамского месторождения гидрослюды и хлорита, причем совершенно справедливо отмечен аутигенный характер гидрослюды в последнем. Однако отсутствие методов рентгеноструктурного анализа не позволило этому автору выявить специфику и многообразие аутигенного глинообразования в изученных ею соленосных отложениях. Дальнейшее изучение глинистых минералов соленосных толщ Прикарпатья подтвердило вывод Е.А.Яржемской о преобладании гидрослюдисто-хлоритового состава глинистых фракций [Билонижка и др., 1966; Билонижка, 1973]. Однако до сих пор нет данных по кристаллохимической характеристике этих минералов и их генетической природе. Отсутствуют также работы по кристаллохимии глинистых минералов Верхнекамского месторождения.

При изучении девонской соленосной толщи Тувы (Туз-Таг) М.В. Пастуховой [1965а,6] было установлено широкое развитие в разрезе аутигенных гидрослюд и железисто-магнезиального хлорита, образование которых, по ее мнению, частично связано с раскристаллизацией пеплового материала. Однако состав этих минералов установлен не был. М.В.Пастуховой [19656] дана также первая сводка по аутигенному силикатному минералообразованию в древних соленосных толщах морского генезиса и в современных озерах сульфатного и содового типов.

При изучении соленосного разреза девона Сереговского купола Н.В. Мелковой [1969] был обнаружен тальк, который присутствует как в нерастворимом остатке каменной соли, так и в прослоях карбонатно-гупинистых пород.

В нижнекембрийской галогенно-карбонатной формации Иркутского амфитеатра описана ассоциация аутигенных минералов, включающая Мg-хлорит, талькоподобный минерал, сепиолит. Содержание MgO в тонкодисперсных фракциях находится в прямой зависимости от состава вмещающих пород, увеличиваясь при переходе от карбонатных к галитовым разностям [Писарчик, 1956, 1975].

Одной из первых публикаций в Советском Союзе, осветившей состав и кристаллохимическую специфику глинистых минералов в породах доломито-сульфатной стадии осолонения, была работа А.Г. Коссовской и Т.Н. Соколовой [1972]. На примере верхнепермских отложений Оренбургского Приуралья было показано, что при переходе от нейтральных фаций к солено-лагунным происходит резкое изменение состава глинистых минералов, связанное с формированием магнезиальных хлоритов и корренсита, ассоциирующих с железистыми иллитами. Позднее эта схема аутигенного глинообразования в условиях осолоняющихся водоемов была подтверждена В.Д. Шутовым [1975] при изучении граувакковых комплексов Западного Донбасса.

Значительно большее число работ по составу и кристаллохимии глинистых минералов соленосных формаций принадлежит зарубежным ученым. Однако все исследователи изучали состав глинистых минералов отдельных разрезов, и ни

одним из них не была рассмотрена связь кристаллохимической специфики глинистых минералов с составом вмещающих пород, формировавшихся в условиях разной степени солености вод. Ниже приводится обзор литературных данных по составу глинистых минералов в породах, характеризующих разные стадии осолонения.

В карбонатных, известково-доломитовых, толшах, которые часто являются базальными членами соленосных формаций, во многих бассейнах земного шара установлено присутствие магнезиальных глинистых минералов. В средне- и верхнекембрийских карбонатных отложениях многих территорий широко распространен Mg-корренсит. Он описан в целой серии карбонатных формаций Австралии и Франции [Barreyre et al., 1964; Esguevin, 1968] и Северной Америки [Kübler, 1973].

В верхнемиссисипских карбонатных породах плато Кумберленд (Теннесси) установлены триоктаэдрические смешанослойные хлорит-вермикулитовые минералы, среди которых присутствуют упорядоченные 1:1 образования типа корренсита [Peterson, 1961, 1962]. При этом в ассоциации с корренситом отмечаится как кальцит, так и доломит, тогда как неупорядоченные хлорит-вермикулитовые минералы и Mg-монтмориллонит ассоциируют только с кальцитом. В постоянном парагенезе с корренситом отмечается диоктаэдрический иллит, содержание которого находится в обратной зависимости от содержания корренсита. В верхнемиссисипских известняках формации Бразер (Колорадо) и в известняках ордовика Техаса также обнаружен корренсит [Bradley, Weaver, 1956].

Детальная сводка по распространению корренсита в карбонатных породах различного возраста и разных регионов дана в работе Б. Кюблера [Kübler, 1973]. Повсеместная связь корренсита с карбонатными породами позволила Б. Кюблеру рассматривать этот минерал как литостратиграфический коррелятив. Этот исследователь считает, что образование корренсита в карбонатных породах двояко: оно связано либо с седиментационно-диагенетическими процессами в условиях высокой активности ионов Mg (карбонатно-соленосные толщи), либо с постседиментационными, эпигенетическими, процессами, когда повышение температуры и парциального давления H₂O вновь приводило к увеличению подвижности ионов Mg. Подтверждением эпигенетической природы корренсита служит, по его мнению, присутствие минерала в известняках, подвергшихся контактовому метаморфизму диоритовых тел.

Изучению глинистых минералов в терригенно-сульфатных, доломито-сульфатных и галитовых породах триаса Западной Европы и Северной Африки посвящены работы многих иностранных авторов [Lippman, 1954, 1956, 1967, 1976; Vivaldi, McEwan, 1957; Echle, 1961; Lucas, Bronner, 1961; Lucas, 1962; Becher, 1965; Kübler, 1963, 1973; Lucas, Gurol, 1968; Lippman, Savascin, 1969; Schmitz, 1969; Schlenker, 1971].

Б. Шленкером [Schlenker, 1971] детально изучен разрез гипсоносного койпера в районе Штуятарт (ФРГ). Им установлено широкое развитие в разрезе корренсита, содержание которого во фракции <0,002 мм, как правило, составляет 30-40%. Совместно с корренситом всегда присутствует иллит и часто в незначительном количестве Мд-хлорит.

Наиболее важной работой, освещающей состав и генезис глинистых минералов, является монография Ж. Люка [Lucas,1962]. Этот исследователь изучил состав и распределение глинистых минералов по площади ряда соленосных бассейнов триаса Западной Европы и Северной Африки. Во всех породах соленосной формации, начиная от песчаников и глин и кончая каменной солью, установлен постоянный парагенез двух основных компонентов: Мg-хлорита или различных смещанослойных триоктаздрических минералов хлорит-монтмориллонитового состава, в том числе корренсита, и диоктаздрического иллита. При этом в центральных частях бассейна присутствуют наиболее хорошо окристаллизованные разности Mg-хлорита, тогда как в прибрежных зонах всегда преобладает иллит либо в виде мономинеральных образования, либо в сопровождении плохо окристаллизованного хлорита или неупорядоченных смещанослойных хлорит-монтмориллонитовых минералов. На фиг. 1 приведены обобщенные В.Д. Шутовым [1975] данные Ж.Люка по различным бассейнам Франции, Испании и Марокко. Постоянный нарагенез триоктаздрических магнезиальных хлорит-монтмориллонитовых



фиг. 1. Пространственный парагенез глинистых минералов в осолоняющихся бассейнах триаса (по материалам Ж. Люка [Lucas, 1962]). Составил В.Д. Шутов [1975]

Бассейны: 1 - Юрских гор, 2 - Парижский, 3 - Атласский, 4 - Каталонский

минералов и иллита позволили Ж. Люка сделать вывод о трансформационном преобразовании обломочных иллитов, которое носит, по его мнению, метасоматический характер. При этом катионы Al и K, занимающие октаэдрические и межслоевые позиции в структуре слюды, постепенно вытесняются катионом Mg, не нарушая общего каркаса слюды (табл. 1). Этому процессу способствуют высокая концентрация и активность ионов Mg в условиях повышающейся солености.

Схему Ж. Люка подтвердили Ф. Липпман и М. Савоскин [Lippman, Savascin, 1969], изучившие состав глинистых минералов гипсоносного койпера ФРГ. Ими также был установлен постоянный парагенез корренсита и иллита, причем почти мономинеральный корренсит присутствует в гипсах; в доломитовых мергелях и аргиллитах доминирующим минералом является иллит. Эти исследователи обнаружили корренсит не только в составе тонкой фракции нерастворимого остатка гипсовых пород, но и в виде своеобразных псевдоморфоз по крупным обломочным пластинам мусковита; одновременно наблюдалась регенерация обломочных зерен калиевого полевого шпата. Это позволило авторам сделать вывод, что при взаимодействии сульфатно-хлоридных вод высокой солености со слоистыми силикатами калия имеет место реакция:

М_{драствор} + К_{тв}, фаза = М_{дтв}, фаза + К_{раствор}.

Сходную схему образования магнезиальных силикатов предложил А. Бехер [Becher, 1965], изучивший распределение глинистых минералов нижнетриасового бассейна северо-восточной Баварии. Он выделил несколько зон, каждая из которых характеризуется определенной ассоциацией глинистых минералов. При движении от периферии к центру бассейна отчетливо наблюдается смена ассоциации каолинит – иллит – алевардит ассоциацией Мg-хлорит – корренсит. Образование Mg-хлорита, по мнению этого автора, происходит в результате трансформации обломочных минералов по схеме:

Каолинит Иллит Корренсит — Хлорит, Алевардит

Габлі	AUA 1					
Схема	преобразования	диоктаэдрической	слюды н	в Мд-хлорит	[Lucas,	1962]

Структурные элементы	Мусковит	Каркас, общий для обоих минералов	Хлорит
Тетраэдрические слои		60 ² 3si ⁴⁺ Al ³⁺ 40 ² 2(OH)	
Октаэдрические слои	4A1 ³⁺		$5Mg^{2+}$ Al ³⁺
Тетраэдрические слои		40 ²⁻ 2(OH) - 3Si ⁴⁺ Al ³⁺	
Межслоевые катионы	2K+		$6(OH) - 5Mg^{2+} Al^{3+}$ 6(OH) - 6(OH) - 6

или иллит (краевая часть бассейна) — неупорядоченный смешанослойный хлоритмонтмориллонит — корренсит — хлорит (внутренняя часть бассейна).

Такую же схему образования Mg-хлорита предложил и Б. Кюблер [Kübler, 1963], описавший глинистые минералы триаса Северной Африки: каолинит (прибрежная часть) — иллит — корренсит — хлорит (внутренняя часть).

Таким образом, основными минералами в гипсоносных и доломито-сульфатных породах триаса Западной Европы и Северной Африки являются магнезиальные минералы хлорит-монтмориллонитовой группы, в том числе корренсит. Образование корренсита все исследователи связывали со стадиями седиментогенеза и начального диагенеза, протекающими в условиях осолоняющихся бассейнов. При этом образование корренсита они объясняют трансформационным преобразованием обломочных слюд, не обращая внимания на постоянное присутствие иллита. Обломочное происхождение иллита, ассоциирующего с минералами группы корренсита, не вызывало сомнений у исследователей, и поэтому он не казался им заслуживающим специального кристаллохимического изучения. Однако нами было установлено, что гидрослюды, сопровождающие хлорит-монтмориллонитовые минералы в соленосных отложениях, являются аутигенными образованиями и представляют закономерную составную часть парагенеза корренсит + Fe иллит.

Несколько отличным от описанного составом глинистых минералов характеризуются брекчированные доломито-ангидритовые породы серии Верра [Pundeer, 1969]. Основными глинистыми минералами фракций <0,002 мм являются Mg-хлорит (аутигенный), содержание которого максимально в верхней части разреза, и иллит (обломочный), доминирующий в низах разреза. Г. Пандиром построены кривые содержания отдельных минеральных компонентов нерастворимых остатков пород по всем 20 изученным образцам. Обращают на себя внимание кривые распределения аутигенного кварца и ангидрита: увеличение содержания ангидрита всегда связано с увеличением содержания в той же фракции аутигенного кварца.

Галитовые породы бассейнов перми и пермо-триаса характеризуются довольно однообразным и постоянным составом глинистых минералов. Это - гидрослюда и хлорит. Правда, Ж. Люка [Lucas, 1962] отмечает присутствие корренсита в солях койпера бассейна Юра, но он ничего не пишет, из какой породы выделялась глинистая фракция. Как было показано выше, Mg-хлорит является непременным аутитенным минералом центральных частей бассейнов, характеризующихся галитовой седиментацией. Гидрослюда, по мнению всех исследователей, имеет обломочную природу.

Петально изучен состав глинистых минералов соленосной верхнесилурийской формации Салин Мичиганского бассейна [Lounsbury, 1963] и бассейна Ретсоф, штат Нью-Йорк [Bodine et al., 1973; Bodine, Standaert, 1977]. Основными минералами галитовых пластов являются хорошо окристаллизованные иллит и хлорит. М. Бодин и Р. Штандаер на основании данных микрохимических аналичисла слюдистых и хлоритовых частиц установили большого 30B кристаллохимические особенности этих минералов. Средний состав иллитов: $K_{0,85}(Si_{3,34}AI_{0,76}) (AI_{1,61}Fe_{0,20}^{3+}Mg_{0,23})O_{10}(OH)_2$, однако состав иллитов от-дельных образцов незначительно варьирует. Все хлориты обладают сдинаковым составом: $(Si_{2,91}Al_{1,09})$ $(Al_{1,21}Fe_{0,23}^{2+}Mg_{4,51})O_{10}(OH)_8$, позволяющим отнести их к группе клинохлора. Аутигенность хлорита сомнения не вызывает. Возникновение иллита, по мнению авторов, связано с трансформационным преобразованием обломочных слюд под влиянием процесса гипергальмиролиза. Этот новый термин, предложенный авторами, введен для того, чтобы подчеркнуть специфику седименто-диагенетических процессов в условиях сильносоленых водоемов с высокой активностью катионов Мд. Гипергальмиролиз включает химический об-

мен ионами между глинистой взвесью и рапой бассейна и постседиментационную изохимическую перекристаллизацию плохо окристаллизованных индивидуумов в хорошо окристаллизованные.

Состав глинистых минералов соленосных отложений цехштейна, включающих калийно-магниевые соли, рассмотрен в работах немецких авторов [Füchtbauer, Goldschmidt, 1956, 1959; Braitsch, 1958, 1960, 1962, 1971; Neiman, 1960; Dreizler, 1962: Pundeer, 1969]. Наиболее полные данные по составу глинистых минералов относятся к нижней половине цехштейна - сериям Верра и Стассфурт. Основными глинистыми минералами соленосных разрезов являются тальк, хлорит, серпентин и смешанослойные минералы хлорит-вермикулит, среди которых встречаются и упорядоченные разности типа корренсита. В серии Стассфурт доминирует тальк, который в ангидритах часто является единственным глинистым минералом. В кизерит-сильвин-галитовых породах (хартзалыц), содержащих борную минерализацию (ашарит), талък наиболее хорошо окристаллизован и присутствует как в тонкодисперсных фракциях вместе с хлоритом, так и в виде агрегатов идиоморфных кристаллов размером >0,5 мм. В галитовых породах и калийных солях серии Верра тальк более редок и хуже окристаллизован, чем в сульфатах. Хлорит является основным минералом соленосных некарбонатных глин и многих соляных пород, в которых он присутствует вместе с тальком.

Помимо Mg-хлорита, относящегося к группе пеннин-клинохлора, фиксируется 7Å хлорит (серпентин), принадлежащий к группе амезита. При этом 14Å хлорит доминирует в сильвин-кизерит-галитовых породах, 7Å – в галит-карналлитовых. В ассоциации с 14Å хлоритом часто отмечается корренсит, причем в соленосных глинах и ангидритах ведущая роль принадлежит хлориту, в соленосных породах – корренситу или неупорядоченным смешанослойным образованиям хлорит-вермикулит. В карбонатных соляных глинах преобладает диоктаадрический иллит политипа 2M₁, обломочный, хотя одним из исследователей [Hoffmann, 1961] отмечалось присутствие аутигенного мусковита.

Основным минералом соленосных разрезов цехштейна Англии [Honeybome, 1951; Stewart, 1963, 1965] является тальк, который фиксируется как в сильвинитовых и сильвин-карналлитовых породах, так и в галитовых и галит-ангидрит-полигалитовых. Чрезвычайно интересно, что тальк отмечается здесь и в более поздних жилах галита в ассоциации с галенитом, халькопиритом, сфалеритом, баритом и флюоритом. Образование талька Ф. Стюарт [Stewart, 1965] связывает с процессами термального метаморфизма под воздействием восходящих термальных металлоносных растворов.

Глинистые минералы из калийных пластов пермской формации Саладо, Нью-Мексико, описаны в работе Р.Грима и др. [Grim et al., 1960]. Калийные пласты, в которых изучался состав тонкодисперсных фракций, содержат галит, полигалит, сильвин, карналлит, магнезит, доломит и гидроокислы железа. Ассоциация глинистых минералов включает триоктаэдрические смешанослойные хлорит-монтмориллонит и (или) хлорит-вермикулит, в том числе корренситового типа. Кроме того, отмечается незначительное содержание хлорита и иллита. Таким образом, основными глинистыми минералами соленосных разрезов, содержащих пласты калийно-магниевых солей, являются смешанослойные минералы клорит-монтмориллонитовой группы, в том числе корренсит, гидрослюда, а также тальк и серпентин. Присутствие серпентина связано с карналлитовыми породами, тогда как тальк фиксируется в калиеносных разрезах как среди калийномагниевых солей, так и среди галит-ангидритовых. Генезис этих двух минералов в работах названных авторов специально не рассматривался.

Глава вторая АССОЦИАЦИИ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ ДОЛОМИТО-СУЛЬФАТНОЙ СТАДИИ ОСОЛОНЕНИЯ (верхнепермские отложения Оренбургского Приуралья)

Задачей современной минералогии осадочных пород (геоминералогии) является изучение не отдельных минералов или групп минералов, а минеральных парагенезов, слагающих определенные генетические типы пород. Метод стадиальных парагенетических минеральных ассоциаций, впервые разработанный и примененный при изучении комплекса мезозойских терригенных формаций Вилюйской впадины и Верхоянской геосинклинали [Коссовская, 1959, 1962], предполагает комплексное изучение всех составляющих породы. Породы рассматриваются как определенные закономерные сочетания обломочных породообразующих минералов кварца, полевых шпатов, сопровождающих их акцессорий, глинистых минералов, служащих как бы промежуточным звеном между обломочными компонентами и аутигенными минералами, и аутигенных минералов, которые наряду с дисперсными слоистыми силикатами являются индикаторами обстановки формирования и изменения пород. Изучение отдельных минералов является, таким образом, не самоцелью, а средством раскрытия отдельных черт и этапов формирования породы и комплексов пород в целом [Коссовская, 1962, 1975]. Такой подход и был положен в основу настоящей работы. Не все объекты удалось изучить с одинаковой степенью детальности. В разрезах соленосных толщ с преобладающим хемогенным типом осадков прослои не соляных пород представлены тонкодисперсным глинисто-сульфатно-солевым материалом, и изучение первичного обломочного материала затруднено, а часто невозможно в связи с его глубокой преобразованностью.

Исключительно благоприятным объектом для анализа минеральных ассоциаций обломочных компонентов песчаных пород и парагенетически связанных с ними минералов глин и аутигенных минералов является верхнепермская красношветная формация Оренбургского Приуралья. В разрезе формации присутствуют породы широкого гранулометрического спектра, характеризующие разнообразные фациальные обстановки от континентальных аллювиально-дельтовых и нормально-морских до соленосных (галитовых). При изучении разрезов был применен метод фациально-циклического анализа. При этом за основу была взята известная методика исследования угленосных формаций с внесением необходимых дополнений, связанных со спецификой фаций аридного климата. Анализ минеральных ассоциация пород проводился на фоне их литолого-фациальных характеристик. Особенно большое внимание уделялось всестороннему изучению песчаных пород как надежному источнику информации о типе материала, поставляемого в бассейны седиментации, и степени его вторичной (эпигенетической) преобразованности. Исследовались структурно-текстурные особенности песчаных пород, анализировался петрографический состав породообразующих компонентов, акцессорных и аутигенных минералов, выявлялись типы структур и минералы цемента песчаных пород, изучались тонкодисперсные фракции с использованием современных прецезионных физических методов. Такой подход позволил установить характерные парагенетические ассоциации глинистых минералов, связанные с определенными петрографическими типами обломочного вещества, и выявить специфику состава этих ассоциаций в разных фациальных обстановках аридной зоны.

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ, СТРОЕНИЕ И РАСЧЛЕНЕНИЕ ВЕРХНЕПЕРМСКОЙ ФОРМАЦИИ

Верхнепермские отложения на территории Оренбургского Приуралья, за исключением зоны складчатого Урала, распространены повсеместно и играют существенную роль в строении палеозойского структурного этажа. В пределах Предуральского прогиба верхнепермские отложения представлены красноцветными осадками паралической молассовой формации предгорного типа. Они образуют крупные складки и куполовидные асимметричные структуры, часто осложненные диапировыми ядрами и дизъюнктивными нарушениями. Мощность отложений в центральной, наиболее погруженной части прогиба достигает 3000 м. На юго-восточной окраине Русской платформы верхнепермские отложения обнажаются на водоразделах и в долинах рек Урала, Сакмары, Салмыша и их притоков, а также вскрыты многочисленными скважинами. Они представлены серо- и красноцветными терригенными, терригенно-карбонатными и сульфатными осадками платформенной формации. Складки, развитые в них, отличаются небольшой амплитудой и пологими крыльями. Типичные соляные купола здесь отсутствуют. Мощность не превышает 800 м.

Изучение верхнепермских отложений проводилось нами на территории Оренбургской области, в основном в ее платформенной части, а также в самой западной краевой части Предуральского прогиба. Положение изученных разрезов показано на фиг. 2. Стратиграфическое расчленение верхнепермских отложений Оренбургского Приуралья в соответствии с унифицированной схемой, разработанной в 1956 г. на совещании по унификации стратиграфических схем Урала и утвержденной Межведомственным стратиграфическим комитетом в 1960 г. [Решения..., 1961], приведено в табл. 2. Верхнепермский отдел подразделяется на два яруса: казанский и татарский. За уфимскими отложениями признано самостоятельное возрастное значение, однако в связи с отсутствием четкой палеонтологической характеристики уфимские отложения рассматриваются не как ярус, а как самостоятельная свита в составе верхнепермских отложений.

Для детального литолого-фациального и минералого-петрографического изучения верхнепермских отложений были выбраны разрезы скв. 1-5 Белозер-Сорочинского профиля и скважины крелиусного бурения 428, 119, 379, 306, 728, 136 и др. (см. фит. 2), которые вскрыли верхнепермские отложения в объеме уфимской свиты, казанского яруса, сокской и большекинельской свит нижнетатарского подъяруса. Также использован материал по скв. 30 (Неженка, Предуральский прогиб) и по скважинам, пробуренным в 1960 г. в районе пос. Горный тематической партией Свердловского горного института. Последние охарактеризовали керном в основном большекинельскую свиту нижнетатарского подъяруса. Кроме того, в работе использованы данные по разрезу верхнепермских отложений Вязовского оврага [Ботвинкина и др., 1963].

В разрезе верхнепермской красноцветной формации довольно четко выделяется ряд литолого-фациальных комплексов, каждый из которых характеризуется набором вполне определенных типов пород, их фациальной характеристикой, особенностями минералого-петрографического состава терригенных компонентов и глинистых фракций. Границы комплексов, как правило, совпадают со стратиграфическими границами - с границами ярусов и подъярусов. Всего в разрезе формации выделено шесть литолого-фациальных комплексов, с известной долей условности объединенных в две подформации: паралическую и континентальную (см. табл. 2).

Паралическая подформация охватывает основную часть разреза верхнепермских отложений и включает уфимскую свиту и казанский ярус. По литолого-фациальным особенностям она подразделяется на три комплекса (снизу вверх): 1) уфимский красноцветный, преимущественно терригенный, засолоненных лагун; 2) нижнеказанский терригенно-карбонатный, морской; 3) верхнеказанский карбонатно-терригенный, солено-морской и засолоненных лагун. Общая мощность подформации составляет 300-320 м в платформенной части и увеличивается до 2000-4000 м в Предуральском прогибе.



Фиг. 2. Обзорная карта района работ (Оренбургская область) 1 - скважины и их номера; 2 - обнажения

Континентальная подформация объединяет сокскую и большекинельскую свиты татарского яруса. Так же как и нижележащая паралическая подформация, она расчленяется на три самостоятельных красноцветных комплекса: 1) терригеннохемогенны. засолоненных лагун, соответствующий приблизительно сокской свите; 2) терригенно-карбонатный опресненных лагун, охватывающий нижнюю часть большекинельской свиты мощностью около 50 м; 3) терригенный алловиальнодельтовый, соответствующий верхней половине большекинельской свиты.

Нельзя не отметить, что сокский лагунный комплекс довольно близок к верхнеказанскому, завершающему разрез паралической подформации. Разобщение серии генетически близких терригенных осадков, формировавшихся в обстановках засолоненных лагун с непрерывной интенсивной сульфатно-доломитовой седиментацией на два самостоятельных комплекса, принадлежащих к тому же к различным формационным подразделениям, является в известной степени условным. Однако имеются причины, делающие это расчленение целесообразным. Конец казанского времени ознаменовался для значительной части территории Оренбургского Приуралья существенными поднятиями, обусловившими полную потерю связи изолированных засолонявшихся водоемов с морским бассейном. Региональные поднятия этого периода нередко фиксируются в виде явных следов размыва и перерыва в осадконакоплении на границе верхнеказанского и сокского комплексов. Перерыв в осадконакоплении между казанским и татарским ярусами отмечали Н.Н. Форш [1951, 1955] в Среднем Поволжье, И.Н. Тихвинский [1959] в. Ульяновском Поволжье, В.И. Рачитский [1958] в Куйбышевско-Оренбургском Заволжье, В.А. Гаряинов [1959, 1961, 1975] в Актюбинском и Оренбургском Приуралье. Потеря связи с открытым морским бассейном привела к почти полному исчезновению из разреза пород с сероцветной окраской и стойкому повсе-

Таблица 2

Схема стратиграфического расчленения верхнепермской красноцветной формации Оренбургского Приуралья

						5		Характерис	тика	комплекса			
Система	Отдел	Apyc	DADATA	Свита	формации	подформац	Комплекс	Литолого-фа- циальная	Минералого- петрографическая				
				F			Верхнеболь- шекинельский	Терригенный аллювиально- дельтовый					
		Большеки- нельская у т с т с т	нельская	Let He	инентальная	талыная	Нижнеболь- шекинель- ский	Терригенно- карбонатный опресненных лагун	ККИ	Фельзит-альби- тофировые С граувакки			
5	Сокси	Сокская	натно-терриг Кон		Сокский	Терригенно- хемогенный засолоненных лагун	ueshe rpaysa						
PMCK	мнхф			Переходная				Карбонатно-	¥ BBDI				
ĉ	ä	Ϋ́	финх	Сосновская	Î Ş		Верхнека- занский	солено-мор- ской и засо-	Tenul				
		3 BHCK	æ	Гидрохими- ческая	HOLLES Can	E E	R6)	B	E E		лоненных лагун	oneBo	
		Ka	Минний	Ň	Kpac	араличесн	Нижнеказан- ский	Терригенно- карбонатный морской		Диабазо- спилитовые граувакки			
			Уфимская				Уфи мский	Преимущест- венно терри- генный, засо- лоненных лагун					
	Нижний	Күнгурский			Соленосная								

местному распространению, начиная с сокского времени, преимущественно красноцветных отложений. Структурно-палеогеографические изменения в районе нашли свое отражение и в заметном изменении характера обломочного материала, который в песчаниках континентальной подформации приобретает более "кислый" состав. Мощность континентальной подформации в платформенной части около 400 м.

Верхнепермская краснопеетная формация Оренбургского Приуралья представлена породами самых разнообразных фаций – от континентальных до морских. Разнообразие генетических типов отложений обусловлено большим разнообразием обстановок седиментации, неоднократно менявшихся на всем протяжении формирования формации. Изменение условий формирования формации определялось, с одной стороны, поздненалеозойским тектогенезом на Урале, который носил характер периодических воздыманий, продвигавшихся с востока на запад, в результате чего происходило постепенное продвижение области накопления осадков в этом же направлении, а с другой – периодическим изменением общих условий осадконакопления внутри области накопления верхнепермских отложений. Морские осадки сакмаро-артинского времени сменились лагунно-морскими отложениями кунгура, среди которых резко преобладали доломиты, гипсы, ангидриты и каменная соль. Однако бассейн в это время не утратил еще окончательно связи с открытым морем, о чем свидетельствуют прослои морских отложений, имеющие, правда, резко подчиненное значение. В уфимское время связь с морем, очевидно, прекратилась; установилась своеобразная обстановка накопления терригенно-карбонатных осадков засолоненных лагун (озер) и дельтовых отложений.

Таким образом, толшу пород уфимского времени следует рассматривать как комплекс, завершающий предыдущий, раннепермский, цикл регрессивного существования бассейна. Нижнеказанские отложения - известняки, глины, песчаники, образование которых происходило в условиях интрессии казанского моря, начинают новый крупный цикл осадконакопления. В позднеказанское время установился лагунно-морской режим повышенной солености; происходило образование доломито-сульфатных пород. В это время обособился Бугуруслан-Сорочинский бассейн, в центральной части которого осаждался галит. Устойчивой связи с морским бассейном нет. В верхней части разреза среди карбонатных пород появились прослои красношветов, заметно возросла роль терригенного материала. Общие условия отложений осадков поэднеказанского времени очень близки к тем, которые существовали в кунгуре. Начало татарского времени (сокская свита) характеризовалось установлением своеобразного режима замкнутых лагун (озер) повышенной солености, в которых происходила одновременная садка как хемогенного, так и терригенного материала. Связь с морским бассейном отсутствовала. Общие условия осадконакопления были близки к господствовавшим в уфимское время. Большекинельское всемя отличалось периодической сменой лагунных и континентальных условий. В лагунах, эначительно опресненных, происхо-**ДИЛА В ОСНОВНОМ САЛКА ТЕРРИТЕННОГО МАТЕРИАЛА. И ТОЛЬКО В САМОЙ НИЖНЕЙ ЧАС**ти большекинельской свиты в отдельных разрезах присутствуют пласты известняков.

Таким образом, на протяжении всей эпохи формирования верхнепермских отложений происходило повторение сходных по условиям образования осадков, что связано, очевидно, с тектоническими движениями, создававшими крупные циклы осадконакопления. Один их этих циклов образован сакмаро-артинскими, кунгурскими и уфимскими отложениями, другой – казанскими и нижнетатарскими.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ И МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ Характеристика пород верхнешермской формации

генетические типы пород

В составе формации участвуют конгломераты, песчаники, алевролиты, глины, известняки, доломиты, гипсы и ангидриты. Роль различных типов пород существенно меняется по разрезу. По макропризнакам выделены генетические типы пород (или литогенетические типы). Определение литогенетического типа проводилось по признакам самой породы (структура, текстура, включения и др.), характеру залегания, а также по соотношению и последовательности пород в разрезе. Всего выделено 45 литогенетических типов, принадлежащих к трем группам фаций: континентальной, бассейновой (морской) и переходной между первыми двумя (табл. З). Подробная характеристика всех выделенных типов приведена в работах Л.Н. Ботвинкиной и др. [1963], А.Г. Коссовской и Т.Н. Соколовой [1972]. В последней работе даны также описание типа стратификации разреза верхнепермских отложений, характеристика циклов осадконакопления (микро-, мезо- и макроциклов), создаваемых закономерной сменой во времени отдельных литогенетических типов пород, а также сопоставление отдельных циклов на площади. В табл. I. II помещены фотографии пород, принадлежащих к различным фациальным группам.

Таблица З

Фации и литогенетические типы в разрезе верхнепермской красноцветной формации центральной и восточной частей Оренбургского Приуралья

Литогенетический ти		Фетрия			
Континент	альная	 группа	фаций		
Гравелиты и крупнозернистые песчаники с крупной однонап- равленной косой слоистостью Песчаники средне- и мелко- зернистые с однонаправленной косой и мелкой пологоволнис- той и прерывисто-косоволнис- той слоистостью	AP -1 AP - 2	ÁP	Песчаных осадков русла		
Песчано-алевритовые осадки с мелкой косой однонаправлен- ной, как правило, сходящейся слоистостью	АП -1	АП	Песчано-алевритовых осадков поймы		
Песчано-алеврито-глинистые осадки с тонкой горизонталь- ной, горизонтально- и преры- висто-волнистой линзовидной слоистостью	АП-2				
Песчаники разнозернистые с гравием и мелкой галькой, с косой однонаправленной слоис- тостью; залегают среди фации ЗВ и КП	АВП -1	АВП	Грубообломочных осадков континентальных времен- ных потоков		
Песчано-алевритовые осадки пятнистой комковатой текстуры, с остатками корневой системы Алеврито-глинистые осадки с тонкозернистым песчаным ма- териалом, комковатой и неясно- горизонтально-слоистой тексту- ры, с мелкими известковистыми "штрихами"	КП -1 КП - 2	КП	Песчано-алеврито-гли- нистых осадков зарас- тающих водоемов (ис- копаемых почв и под- почв)		
Алевролиты неотсортирован- ные, чаще неслоистые, с хода- ми илоедов	3 B1	3B	Глинисто-алевритовых осадков застойных во- доемов		
Сложное ритмичное чередо- вание маломощных алеврито- глинистых осадков мелководья с волнистой слоистостью, мно- гочисленными ходами илоедов и трещинами растрескивания (типа современных такыров?) и алев- ролитов с комковатой текстурой и ходами илоедов	3 B- 2				
Лагунно-,	дельтова	ая груп	па фаций		

Песчаники разнозернистые, ПР-1 ПР Песчаных осадков подс крупной косой резкоперекрест- водной части дельты ной разнонаправленной мульдообразной слоистостью •

Таблица З (продолжение)

Литогенетический тиг	r i	Фация			
Песчаники мелкозернистые, реже тонко- и среднезернистые, с разнообразной мелкой слоис- тостью - косой, полого- и ко- соволиистой	ΠΠ-1	Ш	Песчаных осадков пересыпей и баров		
Песчаники мелко- и средне- зернистые, с неотчетливой го- ризонтальной, реже косой сло- истостью, с послойным скопле- нием неокатанных слоистых включений алевролита и аргил- лита	ПП-2				
Песчано-алевритовые осадки с горизонтальной споистостью пачечного строения	ПО -1	по	Песчано-алевритовых и глинистых осадков приморских озер		
Ритмичное чередование пес- чаника мелкозернистого с мел- кой полого- и прерывисто-вол- нистой и мелкой косой одно- направленной слоистостью и гли- ны (алевролита) с неотчетливой горизонтальной слоистостью; ха- рактерны ходы илоедов, ополз- невая и петельчатая текстуры	ΠΒ-1	ПВ	Песчано-алевритовых осадков зоны волно- вой ряби заливно-ла- гунного побережья		
Песчаники мелкозернистые, с мелкой волнистой и преры- вистой косоволнистой слоис- тостью	ПВ-2				
Песчаники мелко- и тонко- зернистые, с характерной мел- кой волнистой мульдообразной слоистостью типа ряби волнений на мелководье	ПВ - 3				
Песчаники мелко- и тонко- зернистые, алевролиты, реже глины, с неправильной мелкой прерывистой волнистой, места- ми линзовидной слоистостью ти- па ряби волнений на мелковолье	ПВ-4				
Сложное ритмичное чередо- вание песчаника и прослоев тон- кого переслаивания алевролита и глины	ПВ-5				
Глины с тонкими слабоволнис-	ПГ-1	ПГ	Глинисто-алевритовых		
тыми прослойками алевролита Глины тонкоотмученные, с раковистым изломом, с мелкой фауной тонкостенных пелеципод и филлопод	∏_ _2		осадков Лагун и За- Ливов		
Алевролиты тонкогоризон- тально-слоистые, с фауной тон- костенных пелеципод и филлопод, с мелкими растительными ос- татками 18	ПГ_3				

Таблица З (продолжение)

r.

r		Фация
Π - -4	ПГ	Глинисто-алевритовых осадков лагун и заливо
ПЛС-1	ПЛС	Песчаных осадков за- солоненных лагун
ПЛС-2		
ПЛС-З		
ПГС-1	пгс	Глинисто-алевритовых осадков засолоненных лагун
ПГС-2		
пл -1	пл	Терригенно-хемоген- ных осадков лагун
ПЛ-2		
ПЛ <u>-3</u>		
ая гр у пп	а фаций	
MO -1	MO	Песчаных осадков прибрежно-морских отмелей
MB -1	MB	Песчано-алевритовых осадков зоны волне- ний прибрежной части моря
МП-1	мп	Песчаных осадков зоны морских те- чений
	пт-4 пт-4 плс-1 плс-2 плс-3 пгс-1 пгс-2 пл-1 пл-2 пл-3 пл-3 мо-1 мв-1 мп-1	ПГ-4 ПГ ПЛС-1 ПЛС-2 ПЛС-3 ПГС-1 ПГС-2 ПЛ-1 ПЛ-1 ПЛ-3 МО-1 МВ МП-1 МП

Таблица З (окончание)

Литогенетический тип		Фация			
Глины, реже алевролиты, однородные, с крупной скорлу- поватой отдельностью Переслаивание глин и алев- ролитов горизонтально-слоис- тых, с подчиненными прослоями крупнозернистых алевролитов с волнистой, косоволнистой и очень мелкой косой слоистостью ряби течения	мг -1 мг-2	Mr	Глинисто-алеврито- вых осадков моря		
Тонкое ритмичное пересла- ивание глинисто-алевритовых, песчаных и известково-мерге- листых пород Переслаивание глинисто- алевритовых пород, сильноиз- вестковистых	МГП -1 МГП - 2	мгп	Глинисто-алевритовых и карбонатных осад- ков прибрежной части моря		
Известняки конгломерато- видные, содержат гальку мер- геля, алевролитов и кремней Известняки неоднородные, глинистые, трещиноватые, ком- коватые, местами брекчиевид- ные	МИП -1 МИП-2	мип	Карбонатных осадков прибрежной части моря		
Известняки однородные, плотные, часто с запахом би- тума, неяснослоистые Мергели известковые, одно- родные, часто горизонтально- слоистые	ми -1 ми-2	ми	Карбонатных осадков материкового моря		
Доломиты и мергели доло- митовые, неоднородной тексту- ры, участками брекчиевидные	МДП -1	мдп	Карбонатных осадков прибрежной части мо- ря повышенной соле- ности		
Доломиты однородные, с про- слоями и гнездами ангидрита Мергели доломитовые, с гнездами ангидрита	мд _1 мд _ 2	МД	Карбонатных осадков материкового моря повышенной солености		

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕСЧАНИКОВ РАЗНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ

Для изучения влияния фациальных обстановок на гранулометрический спектр песчаных пород в шлифах с помощью интеграционного столика Андина (ИСА) производился подсчет линейным методом зерен разной размерности песчаников, принадлежащих к разным генетическим типам. При этом были использованы образцы из разреза Вязовского оврага, вскрывшего всю толщу красноцветной формации. При подсчетах выделялись следующие размерности (в мм): >1,0; 1,0-0,5; 0,5-0,25; 0,25-0,1; 0,1-0,05; < 0,05; в некоторых случаях выполнялись более дробные определения размерных фракций. По результатам подсче-



Фиг. 3. Гистограммы гранулометрического состава песчаников разных генетических типов

1 - гравий; 2 - песок крупно-, средне- и мелкозернистый; 3 - алеврит; 4 - глина; 5 - номера образцов. Типы отложений: 1 - речные песчаники и гравелиты; II - VI - песчаники: II - континентальных временных потоков, III - дельтовые, IV - краевых частей дельт, V, VI - морские

тов вычислялись процентные содержания расмерных фракций в образцах; строились кумулятивные кривые, по которым для каждого образца определялись медианный размер Md, коэффициент сортировки $S_0 = \sqrt{\frac{Q_3}{Q_1}}$ и коэффициент несимметричности S_k . Последний не приводится, так как не характерен ни для одного литэгенетического типа. Гистограммы гранулометрического состава песчаников (фиг. 3) наглядно отражают специфику каждого генетического типа.

<u>I тип.</u> Речные песчаники и гравелиты (обр. 109/206, в. 111/а) характеризуются многовершинностью гистограмм. Md = 0,24-1,35 мм, т.е. наибольший по сравнению с породами других типов. Сортировка средняя и ниже средней (S₀=1,56-2,05). Единичные подсчеты в аналогичных породах из разреза по р. Сакмаре дали тот же характер гистограмм, что подтверждает своеобразие механического состава этого генетического типа.

<u>II тип.</u> Песчаники континентальных временных потоков (обр. 10/21, 10/19б, в). Гистограммы грубо- и крупнозернистых разностей в общем похожи на таковые речных (обр. 10/21), но там, где материал становится тоньше, эти характерные черты несколько сглаживаются. Md = 0,11-0,7 мм; S₀ = 1,45-2,16.

Штип. Дельтовые песчаники (обр. 108/10, 108/10в). Md = 0,155-0,37 мм; S₀ = 1,42-1,86. Механическому составу этих песчаников свойственно приблизительно равное содержание трех песчаных фракций с незначительным преобладанием средней.

Гранулометрический состав дельтовых песчаников формировался в обстановке взаимодействия речного и бассейного динамических факторов. Очевидно, там, где роль их была сравнительно одинаковой, возникали породы подобного типа. При усилении влияния реки возникали осадки, по гранулометрическому составу напоминающие речные (обр. 108/10), при ослаблении его песчаники дельты приближались к морским (обр. 109/14): резко увеличивается содержание "центральной" фракции и уменьшается "боковых". Кроме того, зернистость этих пород уменьшается и гистограмма передвигается вправо (правую сторону "слагают" уже алевролиты). <u>IV тип.</u> Песчаники краевых частей дельт (обр. 108/2, 108/38, 109/14). Md = 0,164-0,17 мм; S₀ = 1,36-1,42. Генетически близки к песчаникам третьего типа и являются переходными между ними и бассейновыми. Естественно, что механический состав их становится все более сходным с составом морских отложений.

Морские песчаники паралической подформации образуют большую и легко устанавливаемую группу: их общими отличительными чертами являются мелкозернистость (Md_{cp} = 0,196 мм), хорошая сортировка (S_{0cp}=1,45), сравнительно хорошая окатанность, присутствие ограниченного количества фракций (три, реже – четыре), резкое преобладание одной из них.

<u>V тип.</u> Песчаник типично морской (обр. 109/326). Md = 0,145 мм; S₀ = 1,36. Фракция мелкозернистых песков слагает 75% объема обломочной части породы. В незначительном количестве присутствуют среднезернистые пески и в несколько большем – алевролиты (до 20%).

<u>VI тип.</u> Морские песчаники, участвующие в переслаивании с более тонкими породами (обр. 108/33, 109/88). Md = 0,163-0,214 мм; S_0 = 1,34-1,41.

Приведенные примеры иллюстрируют влияние гидродинамического режима на формирование механического состава песчаников. Первичная разнородность обломочного материала и непостоянная гидродинамика реки создавали плохо отсортированные осадки. При попадании в обстановку дельты механический состав отложений становился все более упорядоченным и, наконец, в морских условиях хорошо отсортированным. Отложения континентальных временных потоков и бурных протоков на мелковолье, по-видимому, проходили такой же путь развития, что и речные.

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ КОМПОНЕНТЫ ПЕСЧАНЫХ ПОРОД

Соотношение основных породообразующих компонентов – кварца, полевых шпатов и обломков пород позволяет отнести все песчаники формации к семейству типичных граувакк. Как видно на фит. 4 (вкл.), 5, содержание обломков пород наиболее высокое в песчаниках паралической подформации, где оно достигает 70-75%. В песчаниках континентальной подформации оно несколько ниже и составляет, как правило, 50-60%, лишь в единичных случаях – менее 50%. Содержание кварца 10-20% в песчаниках паралической подформации и 20-40% в континентальной. Количество полевых шпатов по всему разрезу довольно постоянно и составляет 15-25%.

Изменения в соотношении основных породообразующих компонентов песчаных пород связаны со спецификой гидродинамического режима разных фациальных обстановок. На фиг. 6 приведены диаграммы количественного соотношения основных компонентов в песчаниках континентальной подформации, относящихся к различным генетическим типам. Очень отчетливо видна последовательность седиментационного "вызревания" обломочного материала, выражающаяся в уменьшении содержания обломков пород и увеличении роли кварца при движении от континентальных фаций к дельтовым и далее к бассейновым.

Максимальным содержанием обломков пород обладают песчаники фации русла и временных потоков, в которых количество обломков колеблется от 50 до 93%, составляя в основном 55-72%. Следующую группу пород образуют песчаники фации дельты, расположенной в непосредственной близости от береговой линии. Содержание обломков пород в этих песчаниках 40-66%, кварца 22-32%. Еще меньшее количество обломков пород (27-53%) характерно для песчаников фации подводной части дельты, песчаников зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья и песчаников прибрежно-морских отмелей; содержание кварца в них 27-42%. Наконец, минимальным содержанием обломков пород (28-44%) и максимальным - кварца (38-45%) обладают песчаники, образование которых происходило в наиболее бассейновых условиях. Таким образом, наблюдается закономерное уменьшение количества обломков пород и повышение содержания сварца от континентальных отложений к бассейновым в результате постепенного уничтожения в процессе переноса и многократного переотложения обломков пород как наиболее нестойких компонентов.

Квари имеет наибольшее распространение в фельзит-альбитофировых граувак-



Фиг. 5. Диаграмма состава песчаных пород верхнепермской формации 1 – породы континентальной подформации; 2-4 – породы паралической подформации: 2 – верхнеказанский подъярус, 3 – нижнеказанский подъярус, 4 – уфимская свита

ках, где его содержание достигает 30-40% от общего состава обломочных компонентов. Наиболее распространен очень чистый, лишенный включений кварц эффузивных пород, представленный неправильными, часто резко корродированными зернами, иногда с бипирамидальными ограничениями. Отмечаются удлиненные вытянутые зерна кварца, также лишенные включений, связанные, скорее всего, с метаморфическими пс_годами. Значительно реже встречаются зерна кварца с игольчатыми включениями рутила, иногда турмалина. В породах континентальной подформации присутствует пирогенный кварц, характеризующийся остроугольными и копьевидными очертаниями зерен.

Полесьие шполы представлены почти нацело кислыми плагиоклазами, среди которых преобладают пелитизированные мутные зерна альбита. Встречаются также свежие прозрачные альбит-олигоклазы и опигоклазы. Характерно, что процессы постседиментационного изменения затронули полевые шпаты в очень незначительной степени. Только в породах с перекристаллизованным пойкилитовым карбонатным или гипсовым цементом происходит истачивание, разъедание и уничтожение полевошпатовых зерен. Наибольшей стойкостью отличаются пелитизированные альбиты. В породах континентальной подформации совместно с пирогенным кварцем отмечаются единичные свежие зерна средних и основных плагиоклазов.

В основу типизации обложков пород было положено изучение их микроструктуры, а там, где возможно, минералогического состава, а также сравнение их с породами питающих провинций Урала. Проведенное изучение показало большую однородность обломочного материала. По всему разрезу установлены следуюшие типы обломков пород: 1) кремнистые обломки, представленные обломками яшм, радиально-лучистыми агрегатами халцедона, изредка обломками фтанитов, состоящих из тонкоагрегатной халцедон-опаловой массы, пропитанной буроватым



Фиг. 6. Диаграммы изменения соотношения породообразующих компонентов в граувакковых песчаниках континентальной подформации в зависимости от изменения фациальных обстановок

Отложения (на диаграмме A): 1 – речные, 2 – поймы, 3 – временных континентальных потоков, 4 – застойных водоемов, 5, 6 – дельтовые (дельты, расположенные: 5 – ближе к суше, 6 – дальше от суши); 7 – зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья; 8 – прослои среди глинистых осадков лагун и заливов. Отложения (на диаграмме Б): 1 – континентальные, 2, 3 – дельтовые (дельты, расположенные: 2 – ближе к суше, 3 – дальше от суши), 4,5 – лагунные (4 – зона волновой ряби заливно-лагунного побережья, 5 – прослои среди глинистых осадков лагун и заливов)

органическим веществом; 2) обломки кислых эффузивов, включающие фрагменты с фельзитовой структурой базиса, различные обломки с аллотриоморфной, микрогранитовой или микропойкилитовой структурой и альбитофиры; 3) обломки основных эффузивов, включающие фрагменты серпентинитов, диабазов, спилитов, реже порфиритов, а также трудноопределимые обломки пород, сложенные в основном агрегатами хлорита и реликтами полевых шпатов; хлоритизированные и ожелезненные фрагменты с гиалопелитовой и пилотокситовой или витрофировой структурами, содержащие иногда фенокристаллы альбита, в разной степени замещенного чешуйками гидрослюды или хлорита; 4) обломки метаморфических пород, представленные фрагментами кварцитов, слюдистых и кварц-слюдистых сланцев; 5) обломки осадочных пород, связанные с комплексом континентальной подформации и представленные аргиллитами, глинистыми и карбонатными породами; 6) обломки вулканических стекол, составляющие единицы и доли процентов, изотропные, а также частично палагонитизированные и раскристаллизованные

Выделение *n emporp aфuve ских munos граувакковых пород* базировалось на относительном преобладании в суммарном составе обломков пород того или иного компонента. Условность в определении петрографического типа граувакк связана с большими трудностями качественной диагностики обломков пород и количественного учета выделяемых типов. Многие обломки разрушены, замещены гидроркислами железа и превращены в неопределимые железистые колломорфные сгустки. В песчаниках с карбонатным или гипсовым цементом как обломки пород, так и полевые шпаты интенсивно замещаются хемогенным цементом. Эти глубокие изменения столь существенно искажают первичный состав разрушавшихся пород, что с достоверностью можно говорить лишь о двух основных петрографических ассоциациях: 1) относительно богатой кварцем и обломками кислых эффузивов и 2) относительно бедной кварцем, но богатой обломками основных эффузивов и хлоритовыми фрагментами. Первая ассоциация характерна для песчаников континентальной подформации, которые с известной долей условности отнесены к кварц-альбитофировым или фельзит-альбитофировым грауваккам. При этом наиболее кислый состав обломочного материала свойствен породам нижней части континентальной подформации (сокский, нижне- и большая часть верхнебольшекинельского комплексов); в самом верху подформации вновь заметно увеличивается роль обломков основных эффузивов, хлоритизированных фрагментов, чешуй хлорита и хлоритизированного биотита.

Вторая ассоциация характерна для песчаников паралической подформации, которые отнесены к диабазо-порфиритовым или кератофиро-диабазо-порфиритовым грауваккам. Диабазо-порфиритовый петрографический тип наиболее отчетливо выражен в нижнем лагунном комплексе (P₂ uf); вышележащий морской

 (P_2kz_1) и верхний лагунный $(P_2kz_2-P_2tat_1^1)$ комплексы характеризуются кератофиро-диабазо-порфиритовым составом граувакк, что отмечается как в некотором увеличении роли обломков средних и кислых эффузивов, так и в постоянном присутствии многочисленных измененных пластинок биотита.

Изменение петрографического состава песчаников довольно четко фиксируется на границе паралической и континентальной подформаций, дополнительно подчеркивая отличие серошетных верхнеказанских пород от красноцветов сокской свиты (см. фиг. 4).

АКЦЕССОРНЫЕ И ФЕМИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЫ

Содержание тяжелой фракции в песчаниках паралической подформации составляет обычно десятые доли процента, в отдельных образцах достигает 1% и более. Доминирующими компонентами являются ильменит (40-55%), хромит (10-20%) и пикотит (10-15%), магнетит (до 10%), составляющие в сумме 80-90% от общего состава акцессориев (см. фиг. 4). Высокое содержание этих минералов обычно для диабазо-порфиритовых граувакк, однако процент тяжелой фракции в этом петрографическом типе пород, как правило, редко превышает сотые доли процента. Относительно высокое содержание тяжелой фракции (0,5% и выше) несомненно свидетельствует о большой первичной роли основных и ультраосновных пород в составе материнских образований, разрушавшихся в процессе выветривания и седиментогенеза и "запечатлевших" свою былую роль только в составе и эначительном содержании акцессорных рудных компонентов. Необычно постоянное содержание (2-5%) ставролита и хлоритоида - минералов, обычно не характерных для граувакк. По-видимому, их присутствие можно увязать с зернами кварца метаморфического габитуса и объяснить некоторым участием в составе материнских пород древних кристаллических сланцев.

Состав минералов тяжелой фракции пород континентальной подформации существенно иной (см. фиг. 4). Отличие заключается в появлении значительных количеств эпидота, амфиболов, моноклинных пироксенов и специфического апатита, окрашенного в буроватый цвет, переполненного рудными включениями и отличающегося слабой магнитностью. С появлением группы фемических минералов, как обычно, резко возрастает общее содержание тяжелой фракции, достигающее 2% и более. Для всех пород разреза характерно высокое содержание (50% и выше) рудных минералов, среди которых доминирует ильменит и постоянно содержатся значительные количества магнетита, хромита и пикотита. Кажущееся уменьшение содержания этих минералов в породах континентальной подформации объясняется только уменьшением их относительной доли в тяжелой фракции за счет массового появления эпидота, роговых обманок и пироксена.

Присутствие комплекса нестойких фемических минералов в ассоциации с породообразующими компонентами более кислого состава в породах верхней континентельной подформации и их отсутствие в "основных" Граувакках паралической подформации можно объяснить следующим образом. Исчезновение эпидота и, скорее всего, амфиболов при движении вниз по разрезу обусловлено обычным процессом внутрислойного растворения. Бесспорно, эти минералы, особенно эпидот. присутствовали ранее в породах паралической подформации в значительно большем количестве, чем единичные уцелевшие от растворения зерна, которые обнаруживаем сейчас. Что же касается моноклинного пироксена, представленного свежими зернами диопсида, а также, возможно, части очень свежих амфиболов, то не исключена возможность, что их наличие связано непосредственно только с татарскими отложениями верхней континентальной подформации. "Ювенильный облик этих минералов, встречающихся в ассоциации с редкими таблитчатыми обломками основных плагиоклазов и специфической формы, остроугольными и копьевидными зернами кварца, а также исключительно широкое развитие новообразованного анальцима в породах, формировавшихся в самых разнообразных фациальных обстановках от пресноводно-континентальных до засолоненнолагунных, дают основание предположить, что в татарское время с терригенными продуктами поступал и пирокластический материал.

ТИПЫ СТРУКТУР И МИНЕРАЛЫ ЦЕМЕНТА ПЕСЧАНИКОВ

Весь разрез описываемой формации относится к зоне начального эпигенеза: структуры песчаных пород даже в самом нижнем комплексе преобразованы очень слабо; основные изменения – разъедание и метасоматическое замещение обломочных компонентов хемогенным цементом. Все песчаники обладают поровым или базально-поровым цементом, свойственным обычно породам зоны начального эпигенеза. Типы цемента довольно разнообразны.

Основными компонентами цемента песчаников морского комплекса являются карбонаты – кальцит, доломит (вверху) и иногда гипс, которые образуют базальный, реже поровый и порово-пойкилитовый типы цемента. Карбонаты, как правило, перекристаллизованы, но иногда сохраняют пелитоморфную седиментационную структуру, нередко содержат обломки раковин брахиопод, пелеципод и единичные фораминиферы. Часто породы бывают существенно пиритизированы. Пирит образует россыпи мелких кристалликов или округлых выделений, приуроченных к фаунистическим остаткам. По-видимому, при разложении последних в отдельных локальных участках осадка возникала сероводородная среда, благоприятствовавшая восстановлению железа и генерации пирита. Близкий механизм накопления осуществлялся и для сульфидов меди, образующих в некоторых районах Оренбургского Приуралья, как известно, промышленные концентрации. Локализация сульфидов меди происходит в основании морских отложений, в алеврито-глинистых осадках зоны слабых волнений прибрежного морского мелководья. в тесной генетической связи с органогенно-обломочными карбонатными скоплениями.

Судить о формах кристаллизации и характере распределения глинистых минералов в цементе песчаников довольно сложно, так как карбонаты маскируют присутствие других минералов. Только в отдельных поровых участках в ассоциации с россыпью пиритовых глобулей, приуроченных к отдельным фрагментам раковин, удается обнаружить лепестковидные выделения, иногда собранные в розеткоподобные агрегаты, пластинок глинистого минерала, дающего при скрешенных николях серую интерференционную окраску и характерное волнистое угасание. Показатели преломления минерала $Ng \approx 1,562, Np \approx 1,554$ позволяют отнести его к каолиниту. В основном же диагностика состава. глинистых минералов базировалась на данных рентгеноструктурного анализа.

В песчаных породах всех осолоненно-лагунных комплексов (P_2uf , P_2kz_2 , P_2tat_1) цементирующими минералами являются доломит, гипс, ангидрит; нередко

все три минерала присутствуют в породе совместно. Их общая черта – интенсивная раскристаллизованность цемента и как следствче агрессивное разъедание всех обломочных зерен в том случае, если они не защищены оболочками гидроокислов железа или глинисто-железистым материалом. Очень своеобразны песчаники с почти мономинеральным глинистым цементом, представленным смещанослойным минералом типа корренсита.

Все типы структур цемента можно разделить на две основные группы: а) структуры с поровым или пойкилитовым хемогенным цементом; последним чаще всего служит гипс в различных сочетаниях с ангидритом и доломитом; б) структуры с поровым или пленочно-поровым глинистым и глинисто-хемогенным цементом. В фациальном отношении оба типа принадлежат к осадкам осолоненных лагун с несколько отличной гидродинамической активностью среды и, скорее всего, варьировавшими в известных пределах значениями рН. Однако восстановить нюансы этих отличий по имеющимся сейчас материалам почти невозможно, так как на первично-седиментационные черты цементации накладывается часто более поздняя загипсованность.

Песчаники с гипсовым или гипсо-ангидритовым цементом с порово-пойкилитовой или метасоматически-пойкилитовой структурой. Эти две разновидности различаются по степени "агрессивности" цемента, В первом случае обломочные зерна чаше всего бывают защищены оболочками гидроокислов железа. Гипс с пластинчатой, тонкоигольчатой или волокнисто-лепидобластовой структурой заполняет поровые участки, нередко раздвигает зерна, так что обломки оказываются впаянными в крупные неделимые сульфатов. Доломитовый цемент встречается реже, как правило, вместе с гипсовым; в этом случае цементирующая масса состоит из ромбоэдрических тесно спаянных кристаллов доломита, энергично разъедающих все обломочные фрагменты. В песчаниках с гипсовым цементом в шлифах глинистые минералы не обнаруживаются. В иммерсионных препаратах, приготовленных путем осторожного растирания образца резиновым пестиком без какой-либо предварительной обработки, под микроскопом наблюдается значительное количество тонких пластинок, изотропных на базе, размером от нескольких сотых миллиметра до 0,5 мм, с тетрагональными очертаниями и показателем преломления около 1,57, что несколько ниже показателя преломления пеннина. Рентгеноструктурное изучение и химический анализ глинистого вещества, выделенного из пород без какой-либо механической их обработки, показали, что основным компонентом являются минералы группы магнезиальных хлоритов или корренсита, сопровождающиеся небольшим количеством диоктаэдрической гидрослюды. Та же ассоциация минералов присутствует в песчаниках с глинистым и смешанным хемогенно-глинистым цементом.

Песчаники с глинистым или гипсо-глинистым гидрослюдисто-хлорит-корленситовым цементом. Поровый тип цемента хорошо отражает первичные седиментационно-диагенетические структуры пород. Поровые участки сравнительно редко бывают заполнены только глинистыми минералами. Гипс присутствует почти постоянно, либо заполняя центральные участки пор, либо локализуясь в виде отдельных крупных вкрапленников. Глинистый минерал, относящийся, как показал рентгеноструктурный анализ, к группе корренсита, имеет тонковолокнистое, фиброподобное строение, окрашен в светло-зеленоватый цвет. Двупреломление очень низкое; в отдельных участках утолщенные волокна слабо плеохроируют и двупреломляют в темно-серых, иногда несколько аномальных цветах. Чешуйки редко образуют облекающие каемки вокруг обломочных зерен, обычно они ориентированы перпендикулярно поверхности обломков и нередко разъедают обломки пород, полевые шпаты и кварц. В центральных участках пор встречаются округлые выделения опала, но чаще всего поры заполнены пластинчатым или тонковолокнистым гипсом. В последнем случае "фиброподобная" текстура глинистого минерала как бы продолжается в гипсе. В песчаниках с пойкилитовым гипсовым цементом, как уже говорилось, корренсит в шлифах не фиксируется и обнаруживается только в иммерсионных препаратах в виде тонких довольно крупных пластин. Можно предположить, что эти тонкие пластины формируются и располагаются на границах раздела крупных кристаллов гипса и в шлифах не заметны. Под электронным сканирующим микроскопом видно как бы проникновение удлиненных "волокон" корренсита в гипс. На торцовой стороне кристаллов гипса корренсит, как и в участках массового развития, образует агрегаты характерных пластинчатых кристаллов (табл. III). В иммерсионных препаратах корренсит встречается в виде тетрагональных пластинок размером до 0,05 мм; показатель преломления около 1,572; в некоторых пластинках удается получить псевдоодноосную фигуру с отрицательным знаком.

Минералы корренситовой группы встречаются как в сероцветных, так и в красноцветных песчаниках. В последнем случае все обломочные зерна оконтурены как бы оболочками тонкодисперсного железистого вещества, проникающего и разрушающего поверхностную часть зерен. Контакт большинства зерен с глинистым цементом четкий, но иногда некоторые обломки пород, разрушенные тонкодисперсными гидроокислами железа, замещаются глинистым минералом.

Компонентом, постоянно сопровождающим группу хлорит-корренситовых минералов, является гидрослюда, составляющая, по данным расчета химических анализов, до 20-30%. В цементе песчаников гидрослюда встречается в виде удлиненных хорошо окристаллизованных пластинок длиной до 0,05-0,07 мм, имеющих ту же шестовато-пластинчатую ориентировку в поровых участках, что и хлоритовый минерал, но резко выделяющихся на его фоне четкой конфигурацией пластинок с несколько бо́льшим светопреломлением. Показатель преломления $Nm \approx 1,608$.

Форма кристаллизации корренсита и гидрослюды не вызывает сомнений в том, что их формирование происходило синтетическим путем за счет осаждения из высокоминерализованных растворов при возможном участии ассимилированного поровыми водами первичного тонкодисперсного обломочного и пирокластического вещества.

<u>В континентальной подформации</u> в составе цементирующего материала песчаников опресненных комплексов доминирующая роль принадлежит кальциту и красно-бурым гидроокислам железа. Последние образуют каемки и пленки вокруг терригенных зерен и "пропитывают" глинистое вещество порового и базального цемента, маскируя его состав. В песчаниках сокского комплекса появляется доломитовый и гипсовый цемент, характеристика которого была дана при описании песчаников засолоненных лагун. Обязательным компонентом цементирующего вещества практически всех песчаных пород подформации является анальцим, на характеристике которого следует остановиться несколько подробнее.

В верхнепермских отложениях Приуралья анальцим известен давно и описан рядом исследователей [Ренгартен, 1940; Болдырева, 1953; Плотников, Молин, 1969; Бурьянова и др., 1974; Кринари, 1974; Муравьев, 1975]. В изученных нами разрезах Оренбургского Приуралья распространение анальцима связано с отложениями верхней континентальной подформации. Спорадически минерал присутствует и в породах верхней части паралической подформации, однако граница его массового появления очень точно совпадает с границей изменения состава минералов тяжелой фракции при переходе от паралической подформации *г* континентальной (фиг. 7).

Анальцим установлен в породах широкого гранулометрического спектра и петрографического состава, характеризующих разнообразные фациальные обстановки от пресноводно-континентальных до засолоненно-лагунных. Чаще всего анальцим присутствует в цементе песчаных пород фации лагун, пойменных озер и застойных водоемов опресненного комплекса, образуя по периферии обломочных зерен и в поровых пространствах агрегаты изометричных кристалликов размером 0,03-0,10 мм, а также сплошной цемент отдельных участков породы (табл. V, 1, 2). Анальцим агрессивен по отношению к некоторым компонентам песчаных пород; часто в шлифах можно видеть лишь контуры бывших обломков пород и пироксенов (табл. V, 3). В центральных участках наиболее крупных выделений анальцима в песчаных породах сокского комплекса иногда отмечается опал.

Наиболее крупные (до 0,5-0,8 мм), хорошо ограненные кристаллы анальцима, представляющие собой комбинацию куба и тетрагон-триоктаэдра (табл. IV, 2, 3), выполняют полости крупных раковин пелеципод в меденосных алевролитах. Интересно отметить, что наиболее обильное новообразование анальцима отме-



Фиг. 7. Схема распространения аналыцима в разрезе верхнепермских отложений. Оренбургского Приуралья

I - песчаник; 2 - алевролит; 3 - глина; 4 - известняк; 5 - доломит; 6 - гипс

чается в меденосных песчаниках этой фации, где анальцим в ассоциации с хризоколлой (?) является главным компонентом цемента пород. Нам не удалось определить медьсодержащий тонкодисперсный минерал, так как его получение в чистом виде связано со значительными трудностями выделения мономинеральных фракций из пород с кальцитовым цементом. Однако приведенные в табл. VI растровые снимки в рентгеновском спектре отдельных элементов одного из участков породы подтверждают его присутствие и тесную взаимосвязь с анальцимом. В этих же породах анальцим является обязательным членом микроконкреционных выделений Cr-содержащего гематита (табл. IV, 6), образуя, как правило, по периферии таких образований либо кайму из хорошо ограненных кристаллов, либо сплошную массу (табл. V, 4). В мергелисто-карбонатных породах анальцим выполняет отдельные трещинки и поры, инкрустирует или заполняет целиком полости органических остатков. В единичных случаях в известняках большекинельского комплекса анальцима настолько много, что он как бы брекчирует на отдельных участках породу (табл. V, 5). В парагенезе с анальцимом отмечаются разнообразные хемогенные минералы - кальцит, доломит, гипс. В песчаных породах осолоненных лагун (Potati), в которых основным минера-, лом цемента является гипс, часто можно наблюдать только лишь контуры бывших кристаллов анальцима. В тонкокристаллических доломитовых и известковых мергелях гипс менее агрессивен по отношению к анальциму, и в порах оба минерала присутствуют совместно (табл. V, 6). Анальцим почти всегда изотропен. Показатель преломления его равен 1,487.

Интересные данные были получены при изучении кристаллов анальцима в ренттеновском характеристическом излучении. В табл. VII приведены растровые изображения в ренттеновском спектре отдельных элементов одного из кристаллов анальцима. Как видно, кристалл имеет четко выраженное зональное строение. Центральные участки его заметно обогащены кальцием и хромом, которые также как бы подчеркивают зоны роста кристалла анальцима.

С чем же связано массовое аутигенное образование анальцима в породах континентальной подформации, характеризующихся фельзито-альбитофировым составом грауваккового вещества, и его отсутствие в диабазо-спилитовых граувакках паралической подформации? Последние характеризуются более высоким содержанием Na₂O, достигающим 4-5%, и, казалось бы, должны обладать боль-

шей реакционной способностью обломочного материала по сравнению с кислыми граувакками верхней части разреза. Как показано в работе А.Г. Коссовской [1972], присутствующий в диабазо-спилитовых граувакках печорской угленосной формации натрий начинает участвовать в процессе аутигенного минералообразования на стадии глубинного эпигенеза, обусловливая появление аутигенного альбита, формирующегося за счет интенсивной массовой раскристаллизации обломков эффузивов. Образование же анальцима в континентальной подформации Оренбургского Приуралья связано с процессами диагенеза или с самыми ранними этапами эпигенеза, о чем свидетельствуют и взаимоотношения анальцима с ассоциирующими с ним карбонатами и сульфатами. Последние, образуя базальный цемент песчаных пород, замещают не только многие обломочные зерна, но и цеолиты. первоначальное присутствие которых устанавливается по сохранившимся контурам изометричных кристаллов. Формирование анальцима в диагенезе начальном эпигенезе происходило, очевидно, главным образом не за счет компонентов обломков пород основного состава, а за счет более реакционноспособного алюмосиликатного материала, которым могла являться пирокластика. Об этом свидетельствует целый ряд фактов: широкий диапазон фациальных условий (с различными значениями pH) образования анальцима, его афациальность (в противоположность глинистым минералам), четкая корреляция распространения анальцима со специфическим составом тяжелой фракции, изобилующей свежими моноклинными пироксенами и амфиболами, не характерными для пермских граувакк Приуралья, формировавшихся за счет разрушения зеленокаменных вулканогенных комплексов Уральской геоантиклинали (т.е. связь анальцима с вполне определенным типом вещества, в отличие от "всеядных" аутигенных глинистых минералов), присутствие в породах континентальной подформации островных ре-ЛИКТОВ ОСНОВНЫХ ПЛАГИОКЛАЗОВ, НЕ ЗАМЕЩЕННЫХ ЦЕОЛИТОМ, И НАКОНЕЦ, ЗОНАЛЬНОЕ строение отдельных кристаллов анальцима, свидетельствующее о его образовании за счет основного вулканического стекла, обогащенного Са и Сг.

Таким образом, массовое развитие анальшима в татарских отложениях Приуралья дает основание считать, что уже в конце перми заметно проявились начальные признаки вулканической деятельности, получившие широкое развитие в триасе.

СОСТАВ И КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА Глинистых минералов

Переходя к характеристике глинистых минералов в породах верхнепермской красноцветной формации, необходимо сразу же подчеркнуть одну из важнейших особенностей. Зависимость состава глинистых минералов от первичного характера обломочного вещества здесь практически не проявляется, она полностью затушевывается и подчиняется контролю физико-химических условий различных фациальных обстановок.

При идентичном первичном составе обломочного материала ассоциации глинистых минералов в нижнем осолоненно-лагунном (P_2 uf) и морском (P_2 kz₁) комплексах совершенно различны. И наоборот, несмотря на разный петрографический состав обломочного вещества в породах верхней (P_2 tat¹) и нижней (P_2 kz₂) частей верхнего осолоненно-лагунного комплекса, ассоциации глинистых минералов как в диабазо-спилитовых, так и в фельзито-альбитофировых граувакках сохраняются постоянными. Это обстоятельство делает целесообразным описание ассоциаций глинистых минералов по трем главнейшим типам фациально-литологических комплексов – морскому, пресноводному и осолоненно-лагунному.

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Рентгеновское изучение тонких фракций показало, что в породах морского генезиса доминирующими глинистыми минералами являются диоктаздрическая гидрослюда и триоктаздрический хлорит; кроме того, во всех серощветных морских породах постоянно содержится до 10-20% каолинита (фит. 8, вкл.; табл. 4).

Специфической особенностью *udpocnoducmoto мин ер ал а* является то, что в его структуре присутствуют, скорее всего, вермикулитоподобные, а не монтмоТаблица 4

Химический и минералогический состав (в %) глинистого вещества цемента песчаников, алевролитов и глинисто-мергелистых пород морского комплекса (фракция < 0,001 мм)

	Цемент песчаника	Алевр	Глина мерге- листая						
Компонент									
	46	40	41	44	37a				
	Химический состав								
SiO2	54,86	48,35	49,54	50,69	48,62				
TiO ₂	2,58	0,95	1,84	1,84	1,03				
Al ₂ 0 ₃	18,11	20,70	20,23	19,81	18,85				
Fe ₂ O ₃	2,12	2,54	2,97	2,39	3,63				
FeO	0,83	3,75	3,29	2,96	2,98				
CaO	0,84	0,73	0,60	0,63	0,73				
MgO	1,92	4,52	4,66	4,23	5,24				
MnO	Нет	0,04	0,03	0,03	0,05				
P ₂ O ₅	0,02	0,17	0,11	0,07	0,15				
Na ₂ O	0,89	0,74	0,72	0,80	0,57				
K ₂ O	3,07	2,93	3,04	3,24	3,55				
H ₂ O-	4,42	3,99	4,84	5,25	3,33				
H_2O^+	[.] 8,16	8,84	7,60	6,17	8,69				
co ₂	0,12	0,01	0,06	0,02	0,30				
с	2,03	1,60	0,82	1,56	2,03				
Сумма	99,97	99,84	100,35	99,69	99,75				
Кварц	7,70	He onp.	6,96	7,92	8,52				
	M	инералоги	ческий со	Став					
Гидрослюда	32	-	-	-	38				
Хлорит	7	-	-	-	20				
Каолинит	20	-	-	-	10				
Альбит	8,25	-	-	-	5				
Кварц	7,7	-	-	-	8,5				
И зб ыток SiO ₂ + H ₂ O	4,7	-	-	-	4,6				
Прочие	10	-	-	-	13				
Примечани	Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР.								

Таблица 5

Межплоскостные расстояния и интенсивности отражений на рентгенограммах ориентированных препаратов фракций < 0,001 мм из цемента песчаников, алевролитов и глинисто-мергелистых пород морского комплекса

Цемент песчаника, обр. 46						Ал	евролит мерг	елистый,	обр. 40		
насыщенный гли- церином		прокаленный при 550°С		прок в НС	прокиляченный в HCl		насыщенный глн- церином		аленный 550°С		
1	d	1	d	1	d	Î	d	1	d	Ι	
1	1 4 .4	Сл	13.7	-	-	5	14.6	10	13.8	ł	
4	10,0	9	9.9	3	10.8	4	9.9	10	10		
10	7.2	_	-,- -	10	7.3	10	7.2	_			
1	6.4	-	-	-	_	-	_	-	-		
1	4.9	з	4.9	-	-	-	-	5	5.0		
-	-	-	-	_	-	5	4.72	_	-		
1	4.48	3	4.48	1	4.52	-	-	-	-		
3	4.22	3	4.22	4	4.26	з	4.26	3	4.28		
1	3.80	2	3.78	1	3.81	-	-	1	3.80		
5	3.57	1	3.51	9	3.59	9	3.55	1	3.51		
9	3.34	10	3.34	10	3.36	9	3.34	10	3.34		
3	3.19	3	3.19	5	3.22	2	3.19	4	3.19		
1	2.96	2	2.96	2	2.99	-	-	1	2.97		
-	-	-	_	-	_	1	2,85	1	2,87		
1	2.67	-	-	-	-	_	-	1	2.78		
3	2,56	2	2.57	2	2.59	1	2,59	2	2.59		
1	2,468	1	2.457	1	2,474	1	2.474	1	2.463		
2	2,378	1	2,383	2	2,393	4	2,357	-	_		
-	-	-	-	-	-	-	_	-	-		
2	2,120	2	2.120	2	2,136	2	2,11	2	2,124		
з	1,987	2	1,987	2	1,997	2	1,983	2	1,987		
1	1,886	1	1.886	1	1.898	1	1,883	-	_		
2	1,816	2	1.810	3	1.827	2	1,816	2	1,821		
3	1,661	2	1.616	4	1,675	2	1,66	2	1,671		
2	1,537	2	1,541	3	1,547	2	1,537	2	1,545		
з	1,497	2	1,499	-	_	1	1.501	1	1.501		
				2	1,499	2	1,377	2	1,376		

риллонитовые межслои. Это подтверждается результатами рентгеновского изучения образца, подвергнутого различным обработкам. На дифрактограмме природного препарата (фиг. 9) фиксируется отражение с d(001) = 10,5-10,6Å; при насыщении глицерином вместо эначения d(001) = 9,8Å (в случае присутствия в структуре гидрослюдистого минерала до 20% монтморилюнитовых межслоев) фиксируется асимметричное со стороны малых углов отражение с $d(001) \approx 10Å$ и два слабых отражения при 12 и 14Å. При обработке 10%-ной HCl 10Å рефлекс "расплывается" до 10,8Å, а при насыщении K_2CO_3 сжимается до 10,2Å, причем интенсивность его существенно возрастает за счет снижения интенсивности 14Å рефлекса или почти полного исчезчовения его в тех случаях, когда 14Å компоненту принадлежит незначительная роль. При прокаливании образца сохраняется только рефлекс слюдистого минерала.

Триоктаздрический хлорит, судя по данным химических анализов фракций, характеризуется повышенным содержанием MgO (см. табл. 4).

Наблюдается определенная зависимость: максимальным содержанием гидроспюды обладают "собственно" морские песчаники прибрежной зоны (см. фиг. 8, обр. 46). В более тонкозернистых породах – алевролитах и особенно глинах (см. фиг. 8, обр. 37а) – содержание хлорита заметно узеличивается. Это находит четкое отражение как на соотношении интенсивностей рефлексов гидроспюды и хлорита на дифрактограммах ориентированных препаратов (табл. 5; см. фиг. 9), так и на химическом составе фракции <0,001 мм (см. табл. 4). Заметное увеличение содержания MgO при близком содержании К₂О отчетливо прослеживается в гранулометрическом ряду: цемент песчаника (обр. 46) – цемент алевролитов (обр. 41, 40) – глина (обр. 37а).

Наличие каолинита однозначно устанавливается по интенсивным базальным рефлексам с d(001) = 7,16Å, d(002) = 3,57Å и др., сохраняющимся при кипячении образиа в HCl и исчезающим при прокаливании.

Алевролит мергелистый, обр. 40					Глина мергелистая, обр. 37а						
прокилаченный обработанный в HCl К ₂ CO ₃		ботанный 0 ₃	на сыценныя глидерином		прокаленный при 550°С		прокипяченный в HCl		обработанный К ₂ СО ₃		
1	d	1	d	1	d	1	d	1	d	1	d
т – 1 –	-	10	14,4	່ອ	14,6	10	14,2	-	•	6	14,4
з	10,8	7	10,2	9	10,1	10	10,2	з	10,5	9	10,2
3	7,2	10	7,2	10	7,2	-	-	з	7,3	8	7,1
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1	4,9	1	5,1	2	5,1	5	5,1	2	4,97	2	5,0
-	-	5	4,78	5	4,76	-	-	-	-	2	4,72
2	4,50	-	-	-	-	1	4,58	2	4,52	1	4,49
5	4,28	4	4,29	4	4,29	4	4,29	4	4,29	1	4,24
1	3,80	1	3,81	1	3,78	1	3,82	2	3,80	1	3,76
2	3,52	8	3,56	6	3,57	1	3,55	2	3,53	5	3,56
10	3,34	10	3,36	10	3,35	10	3,38	10	3,35	10	3,34
3	3,20	2	3,21	з	3,21	2	3,24	4	3,22	2	3,19
1	2,99	1	3,01	1	3,01	1.	3,04	2	3,01	2	3,01
-	-	2	2,86	1	2,87	1	2,82	1	2,89	2	2,84
-	-	1	2,67	2	2,73	1	2,73	2	2,71	1	2,69
3	2,57	1	2,58	2	2,59	1	2,61	4	2,58	1	2,55
2	2,452	2	2,468	2	2,474	2	2,480	2	2,463	2	2,45
1	2,378	2	2,388	1	2,383	-	-	-	-	-	-
-	-	2	2,284	1	2,294	1	2,308	2	2,285	1	2,382
1	2,12	1	2,234	1	2,234	2	2,248	2	2,132	2	2,120
1	1,983	3	1,993	. 2	1,997	з	2,00	4	1,983	з	1,997
1	1,898	2	1,898	1	1,889	-	-	1	1,898	1	1,886
4	1,816	з	1,818	з	1,818	з	1,830	5	1,818	3	1,815
з	1,664	3	1,670	2	1,675	4	1,675	4	1,673	3	1,659
з	1,539	з	1,548	3	1,547	з	1,554	5	1,543	2	1,535
з	1,501	2	1,500	2	1,504	-	-	5	1,501	-	-
5	1,376	3	1,380	3	1,377	з	1,387	5	1,377		

О генезисе гидрослюды и хлорита с уверенностью говорить трудно, для этого необходимо кристаллохимическое изучение мономинеральных (или близких к ним) фракций. Скорее всего, гидрослюда (или, по крайней мере, часть ее) имеет обломочную природу, о чем свидетельствует часто деградированная форма ее частиц, наблюдаемая в электронном микроскопе. Что касается хлорита, то его магнезиальность позволяет предполагать аутигенное происхождение

(трансформационное). У величение содержания хлорита в более тонкозернистых породах связано, возможно, с тем, что в обстановках меньшей гидродинамической активности происходило повышение минерализации морской воды, благоприятствующее формированию хлорита с повышенным содержанием MgO. Периодическое осолонение вполне вероятно в раннеказанском бассейне. Среди мор-

Фиг. 9. Дифрактограммы ориентированных препаратов фракций <0,001 мм

А - обр. 46; Б - обр. 37а.

а – природный; б – насъщен–
ный глицерином; в – прокаленный
при 550°С

3. Зак. 896



ских пород в разрезе нижнеказанских отложений присутствуют доломитизированные разности, количество и мощность которых вверх по разрезу и к западу заметно возрастают. В районе Бузулука и Сорочинска разрез представлен уже сульфатно-галитовыми породами, которые характеризуют начальный этап существования локального солеродного бассейна позднеказанского времени.

Несомненный интерес представляет отмеченное выше присутствие в породах морского генезиса (и только в них) каолинита. Скопление аутигенных лепестковидных выделений минерала приурочено исключительно к породам, обогащенным органогенными обломками и пиритом. Очевидно, в локальных участках морских осадков за счет разложения органического вещества захороненных раковин могли создаваться ареалы кислой среды, способствовавшие синтезу каолинита.

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ ПРЕСНОВОДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Во всех типах пород (цементе песчаников, глинах и известковых мергелях), а также в известковых конкрециях песчаников аллювиально-дельтового и опресненного лагунного комплексов большекинельской свиты присутствуют исключительно диоктаэдрические глинистые минералы. Можно предположить, что первичным глинистым минералом сециментационно-раннедиагенетического происхождения был Fe-монтмориллонит. Почти мономинеральная фракция такого монтмориллонита была выделена из известковой конкреции песчаника (см. фиг. 8, обр. 37/59). Приблизительная кристаллохимическая формула минерала, полученная после корректировки химического состава образца (табл. 6) на содержание небольшой примеси хлорита, имеет вид: $K_{0,06}$ Na_{0,05}Ca_{0,01}(Si_{3,50}Al_{0,50}) (Al_{1,25}Fe³⁺_{0,60}Mg_{0,40})O₁₀(OH)₂ · nH₂O.

Состав глинистых минералов цемента песчаных пород довольно сложен. Основными компонентами являются хлорит-вермикулитовые минералы, монтмориллонит и гидрослюда. Сложность цемента определяется разнообразием модификаций главным образом хлоритового минерала. Намечаются две основные ассоциации глинистых минералов цемента, различающиеся как по соотношению основных компонентов, так и по их кристаллохимической характеристике.

Первый тип цемента характеризуется доминирующей ролью *Fe-монтморилло*нита и (или) разбухающего хлорита или разбухающего вермикулита, всегла присутствующих совместно с неразбухающими диоктаздрическими хлоритом и гидрослюдой. На дифрактограммах природных ориентированных препаратов фиксируются отражение с d(001) = 14Å и слабый зубчатый широкий рефлекс гидрослюдистого минерала в области значений d(001) = 10-11,5 (фиг. 10, обр.157). При насыщении глицерином появляется отражение с d=17,7Å. Соотношение интенсивностей отражений с d = 13,8 и 10Å на дифрактограммах прокаленного при 350-550°С образца позволяет предполагать, что часть 14Å слоев принадлежит разбухающему хлориту (вермикулиту). Помимо разбухающего хлорита (вермикулита), в ассоциации с Fe-монтмориллонитом отмечается хлорит, не стойкий к термической обработке. Дифрактограмма ориентированного природного препарата (см. фиг. 10, обр. 129) характеризуется интенсивным отражением с d(001). =14Å. При насыщении глицерином фиксируются целочисленные серии отражений с d(007) = 17,6 и 14Å; прокаливание образца при постепенно повышающихся температурах - 350, 400, 450 и 550°С приводит к постепенному "исчезновению" 14А рефлекса и усилению - 10А, что можно объяснить лишь постепенным сжатием хлоритовых пакетов. На дифрактограмме неориентированного препарата отмечается лишь одно резкоасимметричное со стороны малых Брегговских углов отражение с d(060) = 1,490 Å.

В цементах второго типа преобладающее значение имеет *слория*, диагносцируемый по четырем-пяти порядкам целочисленной серии базальных отражений, кратных 14Å (см. фиг. 10, обр. 143), не меняющих своих значений при насыщении препарата глицерином и прокаливании до 550°С.

Гидрослюдистый минерал, являющийся обязательным компонентом всех глинистых фракций, всегда содержит разбухающие межслои. На дифрактограммах природных ориентированных препаратов, как правило, фиксируется широкий, часТаблица 6 Химический состав (в %) глинистого вещества цемента песчаника, глин и мертелей пресноводных отложений (фракция <0,001 мм)

Компонент	Конкре- ция из- вестковая	Цемент песчани- ка аллю- виального	Глина и глинистый мергель фации опрес- ненных лагун и застойных водоемов								
	Образец										
<u>.</u>	37/59	157	139	144	1 50	163					
SiO ₂	46,43	46,55	51,63	49,09	48,39	48,95					
TiO ₂	1,29	1,71	1,29	1,11	1,06	1,17					
Al_2O_3	19,24	15,65	15,22	17,28	17,49	17,46					
Fe2O3	10,53	16,46	9,03	11,72	6,46	5,77					
FeO	0,10	1,14	0,77	1,58	1,32	1,31					
CaO	0,21	0,54	0,91	0,41	0,76	1,22					
MgO	3,48	4,27	2,73	4,02	4,21	3,12					
MnO	0,08	0,11	0,04	0,08	0,04	0,04					
P_2O_5	0,03	0,14	0,02	0,05	0,02	0,02					
Na ₂ O	0,45	1,35	0,96	0,77	2,12	0,63					
к ₂ Ō	0,69	1,66	2,88	2,82	3 ,2 4	3,46					
н ₂ 0-	10,31	3,06	5,50	3,51	4,92	4,98					
н ₂ 0+	6,52	6,43	9,06	5,68	8,67	7,68					
CO ₂	-	-	0,21	1,88	0,30	0,03					
С	0,32	0,51	0,47	0,36	1,20	2,26					
0 + N	-	0,37	-	0,26	-	1,64					
Сумма	99,68	99,95	100,72	100,62	100,20	99,74					
Кварц	1,88	4,90	6,38	5,08	5,08	4,90					
Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР.											

то зубчатый рефлекс в области 10–12Å. Насыщение препаратов глицерином приводит к появлению асимметричного со стороны малых углов отражения с d(001) = 10-9.8Å.

Представление о химическом составе цемента песчаников дает табл. 6. Характерно очень высокое содержание Fe₂O₃, присутствующего в виде гидрогётита, но, возможно, входящего также в структуру как хлорит-вермикулит-монтмориллонитового компонента, так и гидрослюдистого минерала. Обращает на себя внимание довольно высокое содержание MgO, связанное, очевидно, с монтмориллонитом, и высокое – Na₂O, обусловленное примесью тонкодисперсного анальцима.

Глинистое вещество основной массы <u>известковых глин и мергелей</u> большекинельской свиты имеет состав, сходный с составом цемента песчаников, отличаясь от последнего меньшей долей монтмориллонита и большим содержанием гидрослюдистого компонента (см. табл. 5). Типичная дифракционная картина фракции < 0,001 мм, выделенной из известковой глины, приведена на фиг. 10 (обр. 120). Как можно видеть, гидрослюдистое вещество, как и в цементе пес-


Фиг. 10. Дифрактограммы ориентированных препаратов фракций < 0,001 мм A - обр. 157; B - обр. 129; B - обр. 143; Г - обр. 120.

a – природный; 6-i – насыщенный: 6 – глицерином, e – катионами Na, i – катионами Ca; $\partial - i$ – прокаленный при: n – 350, e – 400, x – 450, i – 550°C

чаников, имеет гетерогенный характер: на дифрактограмме природного образца отмечается широкий рефлекс в интервале 10-11,5Å. В составе тонкодисперсной фракции, выделенной из известково-доломитового мергеля, находящегося в основании большекинельской свиты, наряду с диоктаэдгическими монтмориллонитом и гидрослюдой фиксируется незначительная по содержанию фаза триоктаэдрического Fe-Mg- хлорита. Химический состав фракций <0,001 мм, выделенных из глинистых пород и мергеля, приведен в табл. 6. Несмотря на постоянные красно-бурые тона окраски глинисто-мергелистых пород, содержание окисного железе в них в отличие от песчаников ниже и гидрогётит в качестве самостоятельной фазы редок.

Таким образом, специфику ассоциации глинистых минералов континентальных отложений определяет парагенез Fe-мочтмориллонита и диоктаэдрических хлоритов со своеобразными кристалюхимическими особенностями. Помимо хлорита со стабильной структурой, присутствуют разбухающие хлориты, нестойкие к термической обработке и занимающие как бы промежуточное положение между хлоритами и вермикулитами. Все эти минералы требуют дополнительного кристаллохимического изучения. Создается впечатление незавершенности процесса кристаллизации минералов хлорит-вермикулит-монтмориллонитовой группы, связанных с континентальными фациями пресноводных или солоноватоводных водоемов. Очевидно, эти минералы можно рассматривать как метастабильные образования, промежуточные между Fc-монтмориллонитом, обычным минералом граувакк нейтральных фация, и Mg-хлоритом и корренситом фаций осолоненных лагун.

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ ОТЛОЖЕНИЙ ОСОЛОНЕННЫХ ЛАГУН

Несмотря на описанные выше различия в составе обломочного материала паралической подформации, включающей нижний лагунный (P₂uf) и нижнюю часть верхнего лагунного комплекса (P₂kz₂), и континентальной подформации, включающей верхнюю часть верхнего лагунного комплекса (P₂tat¹/₁), ассоциации глинистых минералов во всех породах, принадлежащих к фации осолоненных лагун, исключительно близки. Это обстоятельство делает целесообразным совместное описание всех глинистых минералов этого фациального типа, характеризующих начальную, доломито-сульфатную, стадию осолонения бассейна с хемогеннотерригенным типом седиментации. Важно подчеркнуть, что верхнеказанские отложения, представляющие в изученном районе краевую часть верхнеказанского Бугуруслан-Сорочинского солеродного бассейна, по набору глинистых минералов идентичны уфимским и сокским, не содержащим каменной соли.

Во всех осолоненно-лагунных отложениях в различных гранулометрических типах пород, начиная от песчаников и кончая терригенно-хемогенными и хемогенными доломито-гипсовыми породами, присутствует своеобразная ассоциация глинистых минералов. Главнейшими компонентами этой ассоциации являются: различные структурные разновидности магнезиальных хлоритов, смешанослойные хлорит-монтмориллонитовые образования как неупорядоченные, так и упорядоченные типа корренсита; своеобразные "зеленые" гидрослюды, объединенные под наименованием железистых иллитов; триоктаэдрические монтмориллониты, встречающиеся, как правило, только в хемогенных породах. Доминирующая роль принадлежит группе магнезиальных хлоритов, в частности корренситу, на характеристике которого остановимся несколько подробнее.

Минералы группы "подвижных" магнезиальных хлоритов, обычно объединяемые под наименованием корренситов, широко распространены среди терригенноэваноритовых формаций различного возраста и разных регионов. Характерная особенность этой группы минералов - упорядоченное по закону АВАВ чередование пакетов нормального хлоритового типа с бруситовыми межслоевыми промежутками и пакетов, в которых межслоевые промежутки представлены слоями типа монтморидлонита, вермикулита или подвижного хлорита. Минералы этого типа в большинстве своем относятся к триоктаздрическому ряду; различаются отношением Mg/Fe, распределением этих катионов в одно- и трехэтажных слоях, содержанием Al в тетраэдрах и октаэдрах и т.д. Известны также ди-триоктаэдрические "корренситы", минералы, в структуре которых 2:1 слои являются диоктаэдрическими, а одноэтажные - триоктаэдрическими [Sudo, Kodama. 1957; Eggleston, Bailey, 1967; Blatter et al., 1973], и диоктаэдрический смешанослой-ный минерал, описанный С. Шиндодой [Shimoda, 1969] со структурной формулой $K_{0,58}Na_{0,09}Ca_{0,57} \times (Mg_{0,04}Fe_{0,07}^{2+}Al_{12,05}) (Al_{2,28}Si_{13,72}) O_{40}(OH)_{20} \cdot 8,88H_{2}O,$ особенностью которого является то, что содержание трехвалентных катионов \mathbb{R}^{3+} в одноэтажных слоях существенно преобладает над содержанием двухвалентных катионов R^{2+,} Однако диоктаздрические и ди-триоктаздрические смешанослойные хлорит-монтмориллонитовые минералы имеют сравнительно ограниченное распространение, связаны с гидротермальной деятельностью и пока не обнаружены в отпожениях засолоняющихся водоемов.

Корренситы впервые были описаны Ф. Липпманом [Lippman, 1954, 1956]в цехштейновых породах ФРГ. В последующие годы было установлено чрезвычайно широкое распространение этой группы минералов в пермо-триасе всей Западной Европы и Северной Африки. С различной степенью детальности корренсит описан в ФРГ в ангидритах цехштейна, бунтэандштейна, койпера и рэта [Füchtbauer, Goldschmidt, 1956, 1959; Echle, 1961; Becher, 1965; Schmitz, 1969; Lippman, Savascin, 1969; Lippman, 1976; и др.], во Франции – в ангидритах мушелькалька и солях койпера Парижского бассейна, бассейнов Лотарингия и Юра [Lucas, Bronner, 1961; Lucas, 1962], в Португалии и Испании – в гипсоносном триасе района Малаги и мушелькальке Каталонии [Vivaldi, McEwan, 1957; Lucas, 1962]. В Северной Африке корренсит описан в эвапоритах пермо-триаса Марокко [Lucas, 1962] и койпере Сахары [Kübler, 1963]. Во всех этих отложениях он связан с гипси ангидритсодержащими породами. Х. Ширози и др. [Shirozu et al., 1975] этот Таблица 7 Изменения межплоскостных расстояний корренситов из терригенно-карбонатных и эвапоритовых формаций

		d(001)Å			
Возраст, район, отложения	природ- ный	насыщен- ный гли- церином и этилен- гликолем	прока- ленный при 550°С	Минерал	Литературный источник
Средний койпер ФРГ Средний койпер Ка- талонии и бассейна Юра. Глины в ассо- циации с доломитом и известняком	28,3 30	32-33 32	28 28,5	Хлорит- разбу- хающий хлорит	[Lippman, 1954] [Vivaldi, McEwan, 1957]
Триасовые отложе- ния ФРГ. Красные и зеленые сланцы, пес- чаники в ассоциации с доломитом, гип- сом и галитом	29,1	31,1	27,6	Хлорит- верми- кулит	[Lippman, 1956]
Койпер ФРГ, Штут- гарт. Гипсоносные	29	33	24	Хлорит- монтмо-	[Lippman, 1976]
породы Верхнемиссисилские отложения Колоредо. Формания Бразер.	29,2	31,0	24		[Bradley, Weaver, 1956]
известняки Триасовые отложе- ния Франции и Ма-	28	3 2	24 .		[Lucas, 1962]
рокко Пермские отложения Западного Техаса. Глинистые песчани-	29 ,1	32	23,7		[Earley, Milne, 1956]
Верхнемиссисинские отложения Теннесси.	28,5- 29,5	31,2	21,5		[Peterson, 1961]
Триасовые отложения Франции, бассейн Юра. Аргиллиты с	28,5	31,5	24		[Lucas, Bronner, 1961]
Пермские отложения	30	31,7			[Braitsch, 1960]
Койпер, ФРГ, Готтин-	29,4	31,1	22,9		[Echle, 1961]
Койпер ФРГ. Гипсо-	29,4	31,5	23,5		[Schlenker, 1971]
Казанские отложе- ния Татарии. Гипсо-	28	31	24		[Кринари, 1974]
Верхнепермские от- ложения Оренбурт- ского Приуралья	28,4	32	22,3		Т.Н. Соколова, настоящая работа

Таблица 8 Межплоскостные расстояния минералов группы корренсита [Vivaldi, McEwan, 1960]

		d(001)Å							
Минерел	природный насыщен- ный эти- ленгли- колем		прок	прокаленные при t, ^о С					
			100	300	500				
Хлорит-разбухающий хлорит	28	31	28	28	28				
Хлорит-лабильный хлорит	28	28	28	24	24				
Хлорит-монтмориллонит	28	31	24	24	24				
Хлорит-вермикулит	28	28	26	24	24				
Разбухающий хлорит- монтмориллонит	29	.32	24	24	24				

минерал обнаружили в гипсоносных породах Куроко (Япония). В пермских отложениях Западного Техаса корренсит известен в глинистых песчаниках с доломитом [Eadley, Milne, 1956]. Коргенсит широко распространен в карбонатных известково-доломитовых формациях. В США он описан в верхнемиссисипских отложениях штатов Колорадо [Bradley, Weaver, 1956] и Теннесси [Peterson, 1961]. Встречен корренсит и в серии карбонатных формаций средне- и позднекембрийского возраста Австралии [Esguevin, 1968],Франции [Barreyre et al., 1964], Северной Америки [Kübler, 1973].

Минералы группы корренсита были обнаружены также в породах терригенноосолоненных комплексов СССР, в частности в верхнепермских отложениях Оренбургского Приуралья, в гипсоносных породах казанского яруса Татарии [Кринари, 1974], верхнедевонских отложениях Прибалтики [Kossowskaya, 1969], нижнепермском соленосном комплексе Донбасса [Шутов, 1975].

В известной книге под редакцией Г. Брауна [The X-ray identification..., 1961] отмечается неточность термина "корренсит", применяемого различными авторами к 28Å минералам триоктаэдрического типа с меняющимися при различных обработках величинами базальных рефлексов. В частности, автор термина "корренсит" Ф. Липпман описал под этим наименованием два несколько различных минерала: в одном случае упорядоченное чередование 1:1 слоев хлорита и разбухающего хлорита, в другом – хлорита и вермикулита [Lippman, 1954, 1956].

В табл. 7 сведены значения изменений базального рефлекса d(001) при разных обработках для представителей семейства корренситов эвапоритовых формаций. Обращает на себя внимание, что собственно корренсит (хлорит-разбухающий хлорит) встречается редко; он был описан только Ф. Липпманом [Lippman, 1954], М. Вивальди и Д. Мак-Эваном [Vivaldi, McEwan, 1957]. Нами корренситоподобный минерал этого структурного типа был встречен в разрезе соленосной толщи купола Индер. Значительно более распространенными являются смешанослойные образования, в которых хлоритовые пакеты чередуются с монтмориллонитовыми или вермикулитовыми.

В табл. 8 приведены значения межплоскостных расстояний минералов группы корренсита в природном, насыщенном этиленгликолем и прокаленном при различных температурах состояниях. Эти данные, заимствованные из работы М. Вивальди и Д. Мак-Эвана [Vivaldi, McEwan, 1960], являются теоретическими и, как видно из табл. 7, редко в точности совпадают с экспериментальными.

Вопросы генезиса корренсита рассмотрены в работах Ж. Люка [Lucas, 1962], Ф. Липпмана и М. Савоскина [Lippman, Savascin, 1969], Г. Сегонзака [Segonzac, 1969]. Эти исследователи образование аутигенного корренсита связывали со стадиями седиментогенеза и начального диагенеза, протекающими в условиях засолоненных бассейнов. Постоянный парагенез корренсита и иллита дал основание Ж. Люка объяснить образование корренсита за счет трансформации деградированных обломочных гидрослюд при их транспортировке от периферических частей осолоненного водоема к центральным. Ф. Липпману и М. Савоскину удалось обнаружить во фрекции >0,01 мм одного из образцов псевдоморфозы корренсита по обломочному мусковиту, что послужило, по их мнению, веским доказательством, подтверждающим гипотезу образования корренсита за счет диоктаздрических гидрослюд. Правда, в том же образце была отмечена коррозия корренситом зерен кварца, свидетельствующая об "агрессивности" корренсита в определенных условиях по отношению к самым различным минералам.

Иную гипотезу генезиса корренсита предложил Г. Сегонзак [Segonzac,1969]. По его представлениям, корренсит является стадийным минералом, образующимся из монтмориллонита в процессе эпитенеза по аналогии с образованием алевардита. Эта схема выглядит следующим образом:



Хотя в принципе такой ход процесса вероятен, схема Г. Сегонзака построена на чисто логических предпосылках и нуждается в обосновании конкретным геологическим материалом. Существенным недостатком является и то, что в этой схеме не объясняется постоянный парагенез корренсита с диоктаздрической гидрослюдой.

Вне зависимости от изучения эвапоритовых формаций некоторыми авторами в чисто минералогическом аспекте были описаны специфические гидрослюды. карактеризующиеся химическим составом, промежуточным между обычными Al-иллитами и глауконитами. Назывались они по-разному: железными, или железистыми иллитами [Jung, 1954; Gabis, 1963], глауконитовой слюдой [Keller. 1958: Parry, Reeves, 1966, 1968], глауконитовым иллитом [Porrenga, 1968]. Все эти образования были обнаружены в осадках континентальных водоемов озерного или лагунного типа. Особенно интересно то, что В. Перри и К. Ривс обнаружили "глауконитовые слюды" в современных осадках некоторых озер Техаса (CША) совместно с сепиолитом. Мономинеральные или близкие к ним Fe-иллиты были обнаружены во фракции < 0:001 мм во многих аргиллитах и доломитовых мергеразрезов терригенно-эвапоритовой формации девона Прибалтики и перми TOY Южного Приуралья [Коссовская, Дриц, 1971; Коссовская, Соколова, 1972; Кринари, 1974; Коссовская и др., 1975], где они находятся в парагенезе с минералами группы корренсита.

Кристаллохимическая характеристика железистых иллитов, так же как кристаллохимическая специфика корренситов эвапоритовых формаций, сравнение упорядоченных смешанослойных минералов этого генетического типа с корренситами некоторых других генетических групп, будут даны после описания всего комплекса глинистых минералов фации осолоненных лагун.

В разрезе верхнего и нижнего лагунных комплексов установлены следующие глинистые минералы.

Триоктаэдрический монтмориллонит

Из доломитовых мергелей верхнего лагунного комплекса (сокская свита) без использования каких-либо реактивов была выделена почти мономинеральная фракция триоктаэдрического Мg-монтмориллонита с незначительным содержанием Fe-иллита (см. фиг. 8, обр. 998). Дифрактограмма насыщенного глицерином образца содержит целочисленную серию базальных отражений с d(001) = 17,8Å; d(060) = 1,535Å (фиг. 11, А). При обработке в 10%-ной HCl триоктаэдрический монтмориллонит полностью растворяется. В табл. 9 приведены валовый химический состав породы, из которой был выделен монтмориллонит, и состав фракций. Высокое содержание MgO во фракциях образца, значение d(060) = 1,535Å, а

Таблица 9)							
Химический	состав	(в	%)	породы	И	фракций	обр.	998

		Фраки	ИЯ, ММ			Фракция, мм	
Kommonent	Порода	0,0 1- 0,001	<0,001	Компонент	Порода	0,01- 0,001	< 0,001
SiOn	18,72	46,90	45,43	" H_00 ⁺	1,61	4,33	4,22
TiO	0,24	0,43	0,55	н,0-	2,04	9,33	9,06
Al Ó.	3,33	10,56	10,65	cð,	30,75	4 26	4 01
FeoO	1,63	2,95	3,24	С"	0,10	4,20	7,01
FeŌ	0,34	0,45	0, 61	P ₉ O ₅	0,07	0,11	0,14
MnO	0,07	0,01	0, 01	Сумма	100,03	99,78	99,57
CaO	23,80	2,45	3,45	Кварц	5,54	-	-
MeO	16,55	16,38	15,75	I + II SiO ₂	1,20	-	-
Na ₀ O	0,10	0,45	0,45	выт. Fe ₂ Õ ₃	<0,03	-	-
K o	0,68	1,17	1,20	Al ₂ O ₃	0,04	-	-

также данные ИК-спектроскопии (фиг. 12, A) однозначно свидетельствуют о триоктаэдрической природе монтмориллонита. Кристаллохимическая формула минерала приблизительно следующая: Na_{0,10}(Si_{3,65}Al_{0,35}) (Al_{0,75}Mg_{2,00})O₁₀(OH)₂ · nH₂O. Под электронным микроскопом (S-600) агрегаты монтмориллонитовых час-

Под электронным микроскопом (S-600) агрегаты монтмориллонитовых частиц имеют не совсем обычную пластинчатую морфологию, образуя причудливые "коронообразные" формы (табл. VIII, 1, 2).



Фиг. 11. Дифрактограммы образцов (фракции <0,001 мм), содержащих триоктаэдрический монтмориллонит (*A*, обр. 998), разбухающий триоктаэдрический минерал (*B*, обр. 111) и дефектный хлорит (*B*, обр. 77)

а – природный; б – насыщенный глицерином; в – ж – прокаленный при: в – 300,
 г = 400, д = 450, е = 550, ж = 600°С; з – насыщенный катионами К; и – неориентированный



Фиг. 12. ИК-спектры Mg-монтмориллонита (A, обр. 998), корренсита (Б, обр. 26) и Fe-иллита (B, обр. 724). Фракции <0,001 мм

Разбухающий триоктаэдрический минерал

Этот минерал, обладающий свойствами, промежуточными между триоктаэдрическими монтмориллонитом и хлоритом, был встречен в алевролитах верхней части казанских отложений и в прослоях песчаника с доломито- гипсовым цементом сокской свиты. Характерная особенность минерала - после насыщения глицерином он разбухает до d(001) = 17,8Å (см. фиг. 11, *Б*), но после прокаливания при последовательно повышающихся температурах межплоскостное расстояние с d(001) уменьщается постепенно от 13,6Å при 400°C до 10,3Å при 600°С. По-видимому, это связано с присутствием в межслоевых промежутках сформировавшихся отдельных фрагментов бруситовых одноэтажных сеток, препятствующих сближению слоев при удалении межслоевых молекул воды при t до 400°С. Интересно, что после кипячения образца в 1N растворе К₂СО₂ не было отмечено никаких изменений в дифракционной картине образца по сравнению с природным; обработанный указанным выше способом образец сохранил способность к разбуханию. Отсутствие хотя бы частичного "сжатия" слоев при насыщении образца ионами К+ отличает его от вермикулита и указывает на наличие гидроокисных слоев, т.е. на начальный процесс формирования бруситового слоя или хлоритизации минерала. Кроме того, в образцах присутствует небольшое количество Fe-иллита и хлорита. После обработки в 10%-ном растворе HCl происходит растворение всех минералов, кроме Fe-иллита.

Дефектный хлорит

Этот минерал можно рассматривать как следующую фазу образования бруситового слоя в ряду триоктаздрический монтмориллонит э триоктаздрический хлорит. Он довольно широко распространен в загипсованных песчаниках и алевролитах верхнего лагунного комплекса. Наиболее мономинеральная фракция минерала была выделена из песчаника с доломито-гчисовым цементом в средней части верхнеказанских слоев (см. фиг. 8, обр. 77). Описываемый дефектный хлорит отличается пониженной термической устойчивостью. При прокаливании первый базальный рефлекс с d(001) = 13,8 сохраняется только до 400° С; при новышении температуры до 650° С он постепенно смещается до 10,2Å (см. фиг. 11, *B*). В отличие от обр. 111 разбухания при насыщении глицерином не происходит, что свидетельствует о большей насыщенности катионами магния межслоевых промежутков.

По дифракционным характеристикам минерал очень близок к диоктаэдрическому Fe-Mg- хлориту, присутствующему в цементе песчаников опресненного комплекса (см. фиг. 10, обр. 129).

Смешанослойные минералы

Среди этой группы минералов, очень широко распространенной в описываемых породах, можно выделять три типа: а) упорядоченные смешанослойные минералы типа корренситов с соотношением монтмориллонитовых и хлоритовых пакетов 1:1; б) смешанослойные образования с тенденцией к упорядоченности, в которых преобладают хлоритовые слои, а монтмориллонитовые слои распределяются среди них таким образом, что два монтмориллонитовых слоя рядом не встречаются; в) неупорядоченные смешанослойные хлорит-монтмориллонитовые минералы также с преобладанием хлоритового компонента. Важно подчеркнуть, что для надежной диагностики указанных типов смешанослойных минералов требуется очень осторожная обработка материала при выделении фракций < 0,001 мм, исключающая какое бы то ни было техническое воздействие при переводе породы в суспензию. Даже при самом слабом растирании образцов, содержащих корренситы, последние изменялись таким образом, что их дифрактограммы уже не содержали первого базального рефлекса с $d \approx 28$ Å.

Корренсит

Наиболее широкое распространение корренсит имеет в мошных пачках загипсованных среднезернистых песчаников нижнего лагунного комплекса P₂uf (см. фиг.8). Присутствует он также в цементе мелкозернистых песчаных пород верхнего лагунного комплекса как в сероцветных, так и в красноцветных разностях. Мелкозернистые песчаные породы, содержащие корренсит, образуют прослои до 5-6 м среди более мощных (до 30 м) пачек доломитов и доломитовых мергелей. В тонкодисперсных территенно-хемогенных и хемогенных породах корренситы не были обнаружены.

На ренттенодифрактограммах минерал устанавливается по целочисленной серии базальных отражений с d(001) = 28,5-29Å в природном состоянии, 32Å – насыщенном глицерином и 21,1-24Å в прокаленном при 550°С. Во многих образцах фиксируются целочисленные серии отражений до шести-семи порядков. Типичные дифракционные картины корренсита приведены на фиг. 13. Следует отметить, что присутствие рефлекса с d(001) не всегда обнаруживается на дифрактограммах (возможно, вследствие неправильной, "грубой" обработки образца при выделении фракций <0,001 мм). В этих случаях корренсит идентифицируется по характерным значениям d(002), равным у насыщенных глицерином образцов 16-16,2Å, а у прокаленных - 12-12,6Å (см. фиг. 13,b) обр. 52).

В некоторых образцах, помимо корренсита, присутствует самостоятельная фаза магнезиального хлорита, фиксирующаяся по наличию серии базальных отражений, кратных 14Å, почти не изменяющихся при обработках. Количественное содержание этой фазы заметно возрастает с уменьшением зериистости песча-

	Оренбургское Приуралье, Р ₂ uf											
		Образец										
Компо-	24	24 26		24	26		27	29				
HCHT			·		Φι	ракция, ма	4					
		Песченик			0,01 - 0,001		<0,001					
				Корренсит + Ге-иллит								
SiO ₂	65,22	66,12	65,59	37,39	37,76	41,06	40,99	42,91				
TiO ₂	0,63	0,48	0,34	0,61	0,99	0,60	0,81	0,88				
Al ₂ O ₃	12,71	11,86	10,22	13,49	11,41	13,01	14,18	14,88				
Fe ₂ O ₃	1,82	2,67	2,77	13,28	6,00	11,07	7,16	11,54				
FeO	1,88	1,49	1,32	2,60	4,45	3,46	3,75	1,17				
CaO	2,27	2,55	4,31	0,07	3,65	0,28	0,78	0,28				
MgO	4,04	4,01	2,58	17,41	17,88	14,90	16,66	10,48				
MnO	0,01	0,05	0.01	Нет	0,06	0,01	0,01	Нет				
P ₂ O ₅	0,09	0,07	0,08	0,06	0,14	0,11	0,07	0,08				
Na ₂ O	4,05	4,23	3,55	0,25	0,73	0,19	0,63	0,43				
к ₂ о	1,85	1,89	1,78	1,73	1,78	3,15.	2,60	3,02				
н ₂ 0-	0,66	1,28	1,91	4,84	3,25	4,32	4,94	5,29				
H ₂ O+	2,17	2,48	1,62	8,30	7,28	7,90	7,04	8,09				
\tilde{co}_2	2,86	1,06	Her	Нет	5,00	0,20	0, 1 4	Her				
С	Her	Нет	•	0,11	Нет	Her	0,45	0,38				
so3	•	•	4,22	Нет	•	•	Нет	-				
П.п.п.												
Сумма	100,26	100,24	100,30	100,14	100,38	100,26	100,21	99,43				
Кварц	30,12	28,42	34,94	Нет	2,08	0,14	0,06	0,07				

ных пород. И абсолютно во всех корренситсодержащих глинистых фракциях в тех или иных количествах присуствует гидрослюдистый минерал Fe-иллит, составляющий, по расчету химических анализов, до 20-30%.

Химический состав образцов, содержащих корренсит, приведен в табл. 10, Здесь же помещены анализы, заимствованные из работ В. Эхле [Echle, 1961], В. Бредли, К. Уивера [Bradley, Weaver, 1956], М. Петерсона [Peterson, 1962] и Г.А. Кринари [1974]; характеризующие состав корренситов в отложениях осолоненных волоемов. Как видно из таблицы, все образщы отличаются высоким содержанием MgO, достигающим в пересчете на мономинеральный корренсит 24,8%. Содержание Fe_2O_3 находится в прямой зависимости от количественного содержания во фракциях Fe-иллита; кроме того, часть железа входит, очевидно, в структуру корренсита (Fe^{2+}) и хлорита (Fe^{3+}). Для обр. 26 приведен химический анализ двух размерных фракций, что позволило раздельно определить химический состав корренсита и Fe-иллита. Предполагается, что в обеих фракциях состав минералов был идентичен и они отличались только количественным соотношением корренсита и Fe-иллита. Последнее наглядно иллюстрируется тем, что содержание K_2^O во фракции < 0,001 мм почти вдвое больше, чем во фракция 0,01-0,001 мм. С учетом сказанного, расчетная кристаллохимическая фор-

Татария, Р ₂ kz [Кри- цари, 1974]	ΦРГ, ж	ommep [Echle	США, верхнемиссисилские слои					
	Обра	361						
270	E13E	E13A	E1.3	[Bradley	• []	10(2)		
	Фракци	e, MM		Weaver, 1956]	[Peterso	n, 1902]		
< 0,0025		< 0,002						
Корренсит + хлорит + + иллит	Корренси	т + иллит	Кор	Корренсит		Кор- регсит		
39,26	47,0	45,3	34,4	41,2	37,2	34,0		
0,28	0,7	0,6	0,8	0,04	0,4	-		
16,61	15,6	14,3	15,0	12,1	15,5	13,0		
3,41		3,0	1,8	1,74	6,7	7,0		
5,85	4,5	1,33	2,1	0,39	-	-		
4,11	Сл.	Сл.	-	1,4	1,0	-		
15,94	20,6	18,2	24,8	22,0	18,9	24,0		
0,04	0,05	0,05	0,04	-	0,01	-		
_ `	0,05	0,02	-	-	-	-		
0,34	0,5	0,5	-	0,07	0,2	-		
2,67	2,3	2,2	-	0,2 2	1,4	-		
-	-	-	-	6,80	-	-		
-	-	8,2	10,9	15,4	18,4	22,0		
-	-	-	-	-	-	-		
-	-	-	-	-	-	-		
-	-	-	-	-	-	-		
11,60								
100,11	91,30	93,7	89,84	101,36	99,71	1000		
-	-	-	-	-	-	-		

мула корренсита имеет вид

$$Na_{0,41}(Si_{6,44}AI_{1,56})$$
 (A1_{0,91}Mg_{7,18}Fe²⁺_{1,03}) O₂₀(OH)₁₀

В табл. 11 приведены кристаллохимические формулы корренситов из соленосных формаций Оренбургского Приуралья, ФРГ и США, рассчитанные нами на основании данных химических анализов (см. табл. 10). Как можно видеть, по составу все корренситы довольно близки. Корренсит Оренбургского Приуралья отличается от остальных высоким содержанием октаздрического Fe²⁺.

На основании полученной кристаллохимической формулы и структурной модели корренсита были рассчитаны структурные факторы, которые удовлетворительно согласуются с наблюдаемыми интенсивностями (001) базальных отражений. Полученные данные использовались для построения одномерного распределения электронной плотности вдоль оси с (фиг. 14), которая одновначно подтверждает упорядоченное чередование хлоритового и монтмориллонитового компонентов в исследуемом минерале.



Фиг. 13. Дифрактограммы ориентированных препаратов фракций <0,001 мм, содержащих корренсит (A, обр. 27; B, обр. 52) и смешанослойный хлорит-монтмориллонит с тенденцией к упорядоченности (B, обр. 19)

а природный; 6 - насыщенный глицерином; в - прокаленный при 550°С

Таблица 11				
Кристаллохимические	формулы	корренситов	эвапоритовых	формаций

<u>-</u> - <u>-</u> -	Оренбургское	ФРГ, койпер	ФРГ, койпер США, верхнемисси		
Компонент	Приуралье, P ₂ uf Обр. 26	[Echle, 1961]	[Bradley, Wea- ver, 1956]	[Peterson, 1962]	
		1			
Si	6,44	6,28	5,47	6,28	
Al ^{IV}	1,56	1,72	2,53	1,72	
AlVI	0,9 1	1,54	0,84	1,10	
Fe ³⁺	-	0,24	0,31	0,95	
Fe^{2+}	1,03	0,32	0,07	-	
Mg	7,18	6,88	7,78	6,66	
Ca	-	-	0,71	-	
Na	0,41	-	0,03	-	
К	-	-	0,07	-	



Фиг. 14. Распределение электронной плотности вдоль оси с (в произвольных единицах) для обр. 27

Z - текущая координата вдоль оси с



6

Фиг. 15. Кривые нагревания и потери веса фракций <0,001 мм, содержащих корренсит (А обр. 26, навеска – 400 мг) и Fe-иллит (Б обр. 724, навеска – 400 мг)

В табл. 1X, 1, 2 помещены электронно-микроскопические снимки корренситсодержащих фаций.

Типичные кривые нагревания корренсита приведены на фиг. 15, 4. Они характеризуются низкотемпературной эндотермической реакцией около 140-180°С, связанной с выделением сорбированной разбухающим компонентом воды, двумя характерными для всех Mg-хлоритов четкими эндотермическими пиками при 610-620 и 840°С и экзотермическим пиком при 860-870°С.

ИК-спектр корренсита, приведенный на фиг. 12,*B*, характерен для триоктаэдрических высокомагнезиальных минералов. Присутствие гидратированных слоее в структуре отражается на профиле максимумов валентных колебаний ОН-групт в области 3,560-3,640 см⁻¹. В целом ИК-спектр корренсита идентичен ИКспектрам Mg -хлорита и Mg -монтмориллонита.

Смешанослойные хлорит-монтмориллонитовые минералы с тенденцией к упорядоченности

Кроме истинных корренситов, в эагипсованных песчаниках. и, реже, в алевролитах встречаются образцы, содержащие смешанослойную фазу с соотношением хлоритовых и монтмориллонитовых компонентов, отличным от 1:1. Их дифракционная картина содержит не строго целочисленную серию базальных отражений (табл. 12). Типичная дифрактограмма такого типа смешанослойной фазы приведена на фиг. 13 (обр. 19).

Для определения соотношения компонентов, образующих смешанослойную фазу, был применен метод преобразования Фурье, разработанный Ю.С. Дьяконовым [1962]. На фиг. 16 приведена вероятностно-статистическая кривая распределения межслоевых векторов для смешанослойной фазы в обр. 19, из анализа которой определялось соотношение переслаивающихся компонентов. Аналогичные оп-



Фиг. 16. Вероятностно-статистическая кривая распределения межслоевых векторов для смешанослойной фазы в обр. 19

A

Таблица 12

Межплоскостные расстояния и интенсивности отражений на ренгенограммах глинистого вещества, содержащих смещанослойные хлорит-монтмориллонит

Образец									
	1	6/63		19/63					
насыщен церином	насыщенный гли- церином 550°С		нный при	насыще церином	нный гли— 4	прокаленный при 550°С			
	d	I	d	I	d	1	d		
10 10	32,0 15,7	2 -	22,3 -	7 5 7	32,0 15,5	2	22,3	1	
-	-	10	12,2	-	-	3	14,2		
2 5	10,0 8,0	3 2	9,8 7,9	31	9,9 8,1	9 1	10,1 7,9		
1	7,1 6,5	-	-	6 -	-	-	-		
3 4	5,3 4,6	-	4,9 -	8	- 4,7	5	5,0		
2	- 4,28	2	- 4,29	-	-	1 2	4,48 4,26		
-	- -	1	3,80	-	-	-	- 3,77		
3	3,34	5	3,35	9	3,34	10	3,48		
1	3,05	2 4	3,19 2,95	-	- -	1	3,16 2,98		
4 2	2,90	1	- 2,69	-	-	1	- 2,69		
-	2,55	1	- 2,436	-	-	-	2,53 -		
1	2,414 2,285	1	- 2,248	-	-	-			
.2	2,120 1,990	1	- 1,973	1	1 ,990	1	1 ,976		
1 1 1	1,874 1,810 1,696	- 1 1	- 1,813 1.687	- 1 -	- 1,816 -	- 1 1	- 1,821 1.692		
1 2	1,661 1,535	2	- 1,535	1 -	1,657 -	-	-		
1	1,495	2	1,500	-	-	-	-		

Таблица 13

Соотношение (в %) хлоритовых и монтмориллонитовых слоев в смешанослойных минералах типа корренсита

Образец	Хлоритовый компонент	Монтморил– лонитовый компонент	Образец	Хлоритовый компонент	Монтморил— лонитовый компонент
24, 26, 27,28 17 99	50 55 57	50 45 43	19 78	60 65	40 35

Образец										
		78/	63			104/63				
	насыщен церином	асыщенный гли- прокаленный при церином 550°С		енный при С	насыще церино	енный гли- м	прокаленный при 550°С			
	1	d	1	d	1	d	1	d		
	8 9 8 - 3 2 4 - 1 2 3 3 1 1 5 10 3 2 - 1 4 2 3 3 - 3 1 1 2 3 3 - 3 1 1 2 3 3 - 1 4 2 3 3 1 1 5 10 3 2 - 1 2 3 3 1 1 5 10 3 2 1 1 2 3 3 1 1 1 5 1 2 3 1 1 1 5 1 5 1 1 1 1 2 3 1 1 1 5 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1	a 30,6 15,5 14,4 - 9,9 8,3 7,2 - 5,3 4,8 4,52 4,26 40,3 3,78 3,57 3,34 3,22 2,99 - 2,71 2,58 2,468 2,382 2,289 2,136 1,994 - 1,816 1,706 1,666	2 5 5 5 5 1 - 3 - 4 4 - 2 2 0 3 3 - 3 3 1 2 2 - 3 - - 3 - - - 3 - - - - - - - - -	a 21,6 - 14,4 12,0 10,1 8,1 - 5,0 - 4,52 4,27 - 3,77 3,52 3,34 3,22 2,98 - 2,59 2,468 2,388 2,285 2,128 1,994 - 1,818 -	5 - 5 1 3 - 1 - 4 1 - 4 1 3 2 1 3 4 - 3 1 1 3 3 3 3	a 15,5 - 10,0 8,1 7,0 - 4,9 - 4,50 4,16 - 3,54 3,34 3,19 2,96 2,85 2,70 2,57 - 2,388 2,203 2,120 1,987 - 1,836 1,696 1,537	3 5 1 2 3 1 1 2 3 1 1 2 1 1 3 3 2 1 1 2 2 2 2	a 13,5 10,1 7,2 4,9 4,48 4,24 - 3,70 - 3,34 3,17 2,99 2,87 2,69 2,55 - 2,393 2,199 2,112 1,987 - 1,824 1,659 1,537		
	4	1,502	-	-	Ũ	1,001	-	1,401		

ределения проводились для всех смешанослойных фаз, содержащихся в образцах загипсованных песчаников. Полученные результаты сведены в табл. 13.

Несмотря на отклонение в соотношении переслаивающихся компонентов от 1:1, во всех случаях сохраняется отчетливая тенденция к их упорядоченному чередованию по закону ABAB или AABAAB... (А и В относятся соответственно к хлоритовым и монтмориллонитовым слоям). Химический состав образцов, содержащих смешанослойную фазу с нестрогим порядком в чередовании переслаивающихся компонентов, приведен в табл. 14. Как видно из таблицы, эти смешанослойные фазы, так же как и истинные корренситы, являются существенно магнезиальными.

4. Зак. 896

Таблица 14

Химический и минералогический состав (в %) пород и фракций образцов верхнего и нижнего лагунных комплексов, содержащих смешанослойные хлоритмонтмориллонитовые минералы

	Загипсованный мелкозернистый Загипсованный крупноз песчаник нистый алевролит					
Компонент			Образет	ι		
	16	19	97		99	
	Фракция <0,001 мм			Порода	Фракция < 0,001 мм	
	x	имически	і а состав	1	1	
SiO2	43,20	45,76	49,77	44,39	41,12	
TiO ₂	1,00	1,23	1,02	0,44	1,02	
Al_2O_3	14,07	16,72	15,44	9,04	15,03	
Fe2O3	5,23	6,67	4,41	1,77	10,00	
FeO	3,21	2,67	2,45	1,11	2,32	
CaO	0,84	1,93	0,66	11,86	1,45	
MgO	14,07	8,16	9, 17	9,19	14,06	
MnO	Нет	0,04	0,05	0,12	0,07	
P ₂ O ₅	0,02	0,14	0,09	0,06	0,14	
Na ₂ O	0,54	0,68	0,88	2,87	0,60	
К ₂ О	1,73	2,82	2,93	1,56	2,01	
H ₂ O-	4,82	6,16	5,72	1,14	5,07	
H_2O^+	9,90	7,05	5,93	2,66	7,75	
co_2	0,03	Нет	0,02	13,75	Нет	
c ¯	0,84	0,10	1,69	0,10		
so ₃	Her	Нет	Her	0,33	a.	
Сумма	99,50	100,13	100,23	100,39	100,64	
Кварц	2,36	4,28	5,80	18,24	1,56	
	Минеј	ралогичес	кий сост	ав		
Гидрослюда	20	32	42	-	20	
Хлорит и кор- ренсит	60	40	45	-	70	
Альбит (аналь- щим)	5	6,4	7	-	4,4	
Кварц	2,4	4,28	5,8	-	1,56	
Избыток SiO ₂ + Н ₂ О	3	4	-	-	2	
Прочие	8	12	-	-	2	
Примечание. В	в обр. 16, 1	19, 97, 78,	67 содерж	KATCS CMEWA	нослойные	
монтморилю	UNIOPPIE WILL	rehaupi c rest	Tourness v	Aucharto Jeuno	orn'n oobt roatt	

Загипсованный крупнозорнистый алевролит

•

7										
	8	67	104	102						
Порода		Фракция <0								
Химический состав										
62,38	48,02	41,38	46,00	46,98						
0,93	1,23	1,87	1,11	1,02						
14,25	14,97	16,33	14,43	15,65						
2,03	4,82	10,56	8,82	4,98						
2,00	2,79	2,90	1,54	2,64						
1,19	0,66	0,23	0,76	0,66						
5,31	10,05	7,49	9,09	9,80						
0,03	0,04	0,04	0,04	0,05						
0,01	0,11	0,22	0,02	0,16						
2,82	0,63	0,86	0,68	0,80						
2,55	2,62	2,41	2,78	3,13						
1,40	6,28	3,24	4,68	5,99						
4,57	6,95	10,76	9,80	6,61						
Her	Нет	Нет	0, 41	0,04						
0,63	1,04	1,94	0,49	1,36						
Нет	Нет	Нет	Her	Нет						
100,10	100,21	100,23	100,65	99,87						
23,40	4,78	Не опр.	3,92	4,44						
	Минеј	ралогический	COCTAB							
-	30	35	40	45						
-	43	35	35	35						
-	5,8	7	5,0	7,5						
-	4,78	-	3,90	4,5						
-	3	-	10	15						
-	12	23	6	3						

Неуподялоченные смешанослойные хлорит-монтмориллонитовые минералы

Подобного рода образования встречены в тонкозернистых гипсоносных песчаниках и алевролитах верхнего лагунного комплекса (см. фит. 8). Соотношение хлоритовых и монтмориллонитовых слоев в этих смешанослойных минералах приблизительно одинаково и равно 0,65-0,35. Помимо того, в этих образцах содержится до 30-40% Fe-иллита и до 20-30% триоктаэдрического магнезиального хлорита.

Таким образом, характерной особенностью всех трех типов смешанослойных минералов является то, что среди них отсутствуют фазы, в которых содержание монтмориллонитового компонента превышало бы 50%; во всех случаях преобладает хлоритовый компонент, содержание ксторого изменяется от 50 до 65%. Какая-либо закономерность содержания хлоритовых слоев в смешанослойных фазах в зависимости от положения в разрезе отсутствует. Довольно четкая корреляция наблюдается между содержанием хлоритового компонента и гранулометрией породы: чем более тонкозернистый состав имеют гипсоносные песчаники, тем ниже содержание в смешанослойных фазах монтмориллонитовых слоев.

Триоктаэдрические хлориты

В отличие от образцов загипсованных песчаников все образцы доломитовых мергелей и глин по всему разрезу (см. фиг. 8) представлены триоктаздрическим хлоритом. Некоторые из них содержат около 10-12% разбухающих монтмориллонитовых слоев. Хлориты из доломитовых мергелей и смещанослойные хлорит-монтмориллонитовые минералы из загипсованных песчаников весьма близки по химическому составу: оба типа минералов являются существенно магнезиальными (табл. 15). В доломитовых мергелях и глинах хлориты всегда сопровождаются значительным содержанием Fe-иллита.,

Таблина 15

Химический состав (в %) фракций <0,001 мм доломитовых мергелей и глин, содержащих Мд-хлорит

	Образед											
KOMIIOH EHT	3	53	69	74	80	84	97	102				
SiO ₂	47,22	48,08	45,60	48,02	49,24	46,91	49,77	41,74				
TiO ₂	1,23	1,23	1,02	1,23	1,20	1,11	1,02	0,85				
Al ₂ 0 ₃	14,76	15,52	17,58	18,44	14,84	17,13	15,44	12,89				
Fe ₉ O ₃	10,53	6,21	10,04	4,43	7,05	11,81	4,41	5,02				
FeO	1,98	2,77	2,42	3,06	2,59	1,85	2,45	2,00				
CaO	0,48	0,99	0,66	0,72	0,59	0,41	0,66	5,76				
MgO	6,59	6,66	6,61	6,40	9,59	6,27	9,17	10,36				
MnO	0,03	0,04	0,05	0,04	0,06	o, 08	0,05	0,09				
P ₂ O ₅	0,11	0,11	0,11	0,07	0,22	0,14	0,09	0,62				
Na ₉ O	0,47	0,72	0,63	0,55	0,73	0,63	0,88	1,07				
к ₂ õ	3,35	2,93	3,35	3,55	2,87	3,18	2,93	3,20				
H ₂ O-	6,57	5,50	5,35	5,97	4,64	2,47	5,72	4,43				
н ₂ 0+	7,07	5,98	7,20	6,79	5,31	6,70	5,93	5,78				
co,	Нет	Нет	Her	0,10	0,33	Her	0,02	6,64				
с	0,10	2,98	•	1,34	0,56	0,78	1,69	0,31				
Сумма	100,49	99, 72	100,62	100,71	99,82	99,47	100,23	100,76				
Кварц	3,56	7,38	4,48	4,32	He onp.	5,30	5,80	2,20				
Прима				In Allenand	TAKODARO	DWW THH	AH CCCP					

Железистые иллиты

Гидрослюдистый минерал типа "зеленых слюд" или Fe-иллитов в том или ином количестве постоянно присутствует в глинистых фракциях различных типов пород всего разреза как член парагенетической ассоциации Mg-жлорит+смешанослойный хлорит-монтмориллонит. Мономинеральные (или близкие к ним) образования Fe-иллитов были встречены среди доломитовых мергелей и доломитов нижнего лагунного комплекса в двух морфологически различных формах. Первая представляет собой отдельные корочки, пленки и вкрапленники интенсивно зеленого цвета на плоскостях напластования доломитовых мергелей и гипс-ангидритовых пород. Второй тип – это прослои глин и глинистых алевролитов мощностью от 20-30 см до 1 м среди загипсованных доломитов и доломитовых мергелей.

Рентгеновская характеристика Fe-иллитов обоих морфологических типов очень сходна. Дифрактограммы минералов содержат серию базальных отражений с d(001) = 10-10,1Å, не изменяющуюся при насыщении глицерином и прокаливании (фиг. 17). Значение d(060) = 1,501Å. Электронографическое исследование методом косых текстур показало, что в цементе песчаников и алевролитов Fe-иллиты относятся к политипу 1M, в глинах и мергелях, как правило, к 1Md или смеси 1M+1Md. Такие соотношения, как известно, обычны для гидрослюд осадочных пород.

В табл. 16 приведены химические анализы изученных Fe-иллитов, а в табл. 17 - анализы подобных минералов по литературным источникам. Как можно видеть из таблиц, все Fe-иллиты по составу довольно близки между собой. Исключение составляет образец В.Перри и К.Ривса [Parry, Reeves, 1966]из современных озерных осадков США, высокая железистость которого сближает его с глауконитами, а высокое содержание Na₂O - с парагонитовыми гидрослюдами.

Образец											
709	711	713	717	720	724	726	731				
54,17	58,88	49,58	50,21	52,24	53,14	48,85	60,65				
0,81	1,31	0,88	1,18	0,68	0,73	0,71	0,77				
17,97	13,36	15,88	17,52	17,80	19,29	19,43	14,42				
2,37	2,64	6,88	6,14	7,22	6,40	8,9 1	2,89				
1,57	0,93	1,57	1,19	1,02	0,79	0,79	0,80				
0,61	0,55	0,86	0,47	0,50	0,20	0,28	0,19				
4,40	5,82	7,64	6,30	3,93	3,63	4,37	6,11				
0,04	0,01	0,03	0,03	0,0 2	0,01	0,02	0,03				
Her	Her	0,10	0,01	Her	Her	0,01	Нет				
0,26	0,34	0,29	0,30	0,30	0,26	0,26	0,22				
4,22	3,52	5,47	5,45	5,26	5,82	5,82	5,63				
2,71	4,20	4,42	2,68	3,24	3,09	2,77	2,47				
7,21	8,00	6,31	8,07	5,28	5,18	7,32	4,31				
1,88	0,11	0,10	•	1,69	0,70	•	0,96				
1,36	-	-	-	1,22	0,51	-	0,70				
99,58	99,67	100,01	99,55	100,40	99,75	99,54	100,15				
8,41	3,21	1,43	2,60	4,41	2,67	1,58	10,98				
	709 54,17 0,81 17,97 2,37 1,57 0,61 4,40 0,04 Her 0,26 4,22 2,71 7,21 1,88 1,36 99,58 8,41	709 711 54,17 58,88 0,81 1,31 17,97 13,36 2,37 2,64 1,57 0,93 0,61 0,55 4,40 5,82 0,04 0,01 Her Her 0,26 0,34 4,22 3,52 2,71 4,20 7,21 8,00 1,88 0,11 1,36 - 99,58 99,67 8,41 3,21	709 711 713 $54,17$ $58,88$ $49,58$ $0,81$ $1,31$ $0,88$ $17,97$ $13,36$ $15,88$ $2,37$ $2,64$ $6,88$ $1,57$ $0,93$ $1,57$ $0,61$ $0,55$ $0,86$ $4,40$ $5,82$ $7,64$ $0,04$ $0,01$ $0,03$ HerHer $0,10$ $0,26$ $0,34$ $0,29^{\circ}$ $4,22$ $3,52$ $5,47$ $2,71$ $4,20$ $4,42$ $7,21$ $8,00$ $6,31$ $1,88$ $0,11$ $0,10$ $1,36$ $99,58$ $99,67$ $100,01$ $8,41$ $3,21$ $1,43$	709 711 713 717 $54,17$ $58,88$ $49,58$ $50,21$ $0,81$ $1,31$ $0,88$ $1,18$ $17,97$ $13,36$ $15,88$ $17,52$ $2,37$ $2,64$ $6,88$ $6,14$ $1,57$ $0,93$ $1,57$ $1,19$ $0,61$ $0,55$ $0,86$ $0,47$ $4,40$ $5,82$ $7,64$ $6,30$ $0,04$ $0,01$ $0,03$ $0,03$ HerHer $0,10$ $0,01$ $0,26$ $0,34$ $0,29^{\circ}$ $0,30$ $4,22$ $3,52$ $5,47$ $5,45$ $2,71$ $4,20$ $4,42$ $2,68$ $7,21$ $8,00$ $6,31$ $8,07$ $1,36$ $99,58$ $99,67$ $100,01$ $99,55$ $8,41$ $3,21$ $1,43$ $2,60$	Oбразен 709 711 713 717 720 $54,17$ $58,88$ $49,58$ $50,21$ $52,24$ $0,81$ $1,31$ $0,88$ $1,18$ $0,68$ $17,97$ $13,36$ $15,88$ $17,52$ $17,80$ $2,37$ $2,64$ $6,88$ $6,14$ $7,22$ $1,57$ $0,93$ $1,57$ $1,19$ $1,02$ $0,61$ $0,55$ $0,86$ $0,47$ $0,50$ $4,40$ $5,82$ $7,64$ $6,30$ $3,93$ $0,04$ $0,01$ $0,03$ $0,03$ $0,02$ HerHer $0,10$ $0,01$ Her $0,26$ $0,34$ $0,29^{\circ}$ $0,30$ $0,30$ $4,22$ $3,52$ $5,47$ $5,45$ $5,26$ $2,71$ $4,20$ $4,42$ $2,68$ $3,24$ $7,21$ $8,00$ $6,31$ $8,07$ $5,28$ $1,88$ $0,11$ $0,10$ \cdot $1,69$ $1,36$ $1,22$ $99,58$ $99,67$ $100,01$ $99,55$ $100,40$ $8,41$ $3,21$ $1,43$ $2,60$ $4,41$	Oбразец 709 711 713 717 720 724 $54,17$ $58,88$ $49,58$ $50,21$ $52,24$ $53,14$ $0,81$ $1,31$ $0,88$ $1,18$ $0,68$ $0,73$ $17,97$ $13,36$ $15,88$ $17,52$ $17,80$ $19,29$ $2,37$ $2,64$ $6,88$ $6,14$ $7,22$ $6,40$ $1,57$ $0,93$ $1,57$ $1,19$ $1,02$ $0,79$ $0,61$ $0,55$ $0,86$ $0,47$ $0,50$ $0,20$ $4,40$ $5,82$ $7,64$ $6,30$ $3,93$ $3,63$ $0,04$ $0,01$ $0,03$ $0,03$ $0,02$ $0,01$ HerHer $0,10$ $0,01$ HerHer $0,26$ $0,34$ $0,29^{\circ}$ $0,30$ $0,30$ $0,26$ $4,22$ $3,52$ $5,47$ $5,455$ $5,266$ $5,82$ $2,71$ $4,20$ $4,42$ $2,68$ $3,24$ $3,09$ $7,21$ $8,00$ $6,31$ $8,07$ $5,28$ $5,18$ $1,88$ $0,11$ $0,10$ \cdot $1,69$ $0,70$ $1,36$ $1,22$ $0,51$ $99,58$ $99,67$ $100,01$ $99,55$ $100,40$ $99,75$ $8,41$ $3,21$ $1,43$ $2,60$ $4,41$ $2,67$	Oбразец70971171371772072472654,1758,8849,5850,2152,2453,1448,850,811,310,881,180,680,730,7117,9713,3615,8817,5217,8019,2919,432,372,646,886,147,226,408,911,570,931,571,191,020,790,790,610,550,860,470,500,200,284,405,827,646,303,933,634,370,040,010,030,030,020,010,02HerHer0,100,01HerHer0,010,260,340,290,300,300,260,264,223,525,475,455,265,825,822,714,204,422,683,243,092,777,218,006,318,075,285,187,321,880,110,10 \cdot 1,690,70 \cdot 1,361,220,51-99,5899,67100,0199,55100,4099,7599,548,413,211,432,604,412,671,58				

Таблица 16 Химический состав (в %) фракций ´0,001 мм. содержащих железистый иллит

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР.

Таблица 17

Химический состав (в %) железистых иллитов из отложений фации осолоненных лагун (по литературным данным)

	J	ung _. [1954]	"Gabis [1963] Франция, Веле, олигоцен				
	Френция	, Кантал,	олигоцен					
Компонент	Толида зел циирующия совыми по	олща зеленых глин, ассо- пирующих с карбонатно-гип- рыми породами						
		Глина				T		
		Образец		Гл	ИНА	Мергель		
	A	В	С					
	1 .			t				
SiO ₂	47,35	48,4	46,23	45,80	45,22	50,80		
TiO ₂	0,80	-	1,42	0,80	0,80	0,75		
Al ₂ O ₃	17,85	15,4	11,34	22,80	19,35	20,55		
Fe_2O_3	7,83	12,7	16,05	6,65	5,95	6,85		
FeO	0,78	0,8	0,30	0,20	0,20	0,15		
CaO	1,09	-	0,42	2,90	8,40	0,95		
MgO	2,83	3,32	3,40	3,60	2,95	3,85		
Na ₂ O	0,10	1,6	1,42	0,15	0,20	0,25		
к ₂ о	5,05	3,3	3,30	5,80	5,10	6,70		
н ₂ о-								
н ₂ 0+	15,75	15,4	16,33	9,35	7,85	9,35		
co ₂	-	-	-	2,20	6,15	0,10		
С	-	-	-	-	-	-		
Политипия								
Генезис	Химическое осаждение в ла- Преобразование монтмориллон гунных обстановках иллита и смешанослойных ми ралов в лагунных обстановкая							

Parry, Reeves, [1966]	Porren ga [1968]	Коссовская, Дриц [1971]						
США, Техас, сов ременные	Бельгия, Ардербург, нижний оли- гоцен	СССР, Прибалтика, верхний девон						
Желваки и линзочки в доломитовых	Тонкие прослои зеленых глин среди песчаных пород	Прослои за доломитах	эленых глин И гипсах	в до ло митовы	х мергелях			
илах		Образец						
	Глина	70	67	62	61			
41.6	F/ 19	4910	50.87	49.54	48.45			
41,0	0.00	40,10	0 90	1 07	0.98			
He omp.	0,22	0,99	0,90	1,07	00.46			
11,0	14,20	20,95	21,21	22,41	22,40			
16,1	12,11	8,89	0,40	0,74	7,05			
0,7	2,03	0,62	0,99	1,18	1,12			
0,9	0,68	0,47	0,47	0,53	0,88			
4,8	4,01	3,54	3,93	3,04	3,04			
3,3	0,04	0,18	0,23	0,18	0,23			
3,8	6,07	6,72	6,86	6,58	6,58			
3,8 12,7	6,56	3,56 5,3 1	2,85 5,38	2,97 5,97	2 ,94 5,55			
He onp.	-	Нет	Нет	Нет	Нет			
-	_	0,12	0,17	0,08	0,35			
1Md	1M(?) –1Md	· · · -		<u> </u>				

смешаноспойных минералов в лагунных обстановках

.

Преобразование монт- Синтетическое образование в лагунных обстановках мориллонита, иллита и за счет преобразования первичного алюмосиликатного сырья



Важно отметить, что в разрезе Оренбургского Приуралья химический состав Fe-илитов, образующих, несомненно, аутигенные линзочки и гнезда в доломито-мергелистых породах, идентичен составу Fe-иллитов фракции <0,001 мм, выделенной из алевролитов и глинистых доломитов. Кристаллохимическая формула Fe-иллитов следующая: $K_{0,54}(Si_{3,50}Al_{0,50})$ ($Al_{1,16}Fe_{0,48}^{3+}Fe_{0,05}^{2+}Mg_{0,45}O_{10}(OH)_2$.

В распространении Fe-иллитов совместно с триоктаэдрическими минералами наблюдается отчетливая закономерность. В ассоциации с корренситом содержание Fe-иллита минимально (около 20%), содержание его последовательно увеличивается при переходе от ассоциации с корренситом к смешанослойным фазам с нестрогим чередованием хлоритовых и монтмориллонитовых компонентов (около 30%) и затем к ассоциации с хлоритом (около 40%).

Под электронным микроскопом гидрослюдистые частицы имеют характерную удлиненно-пластинчатую форму (табл. IX, 3, 4).

Кривые нагревания Fe-иллитов (см. фит. 15,5) очень напоминают кривые нагревания глауконитов. Отмечается обычная остановка, связанная с выделением низкотемпературной сорбированной воды при 120°С, и два эндотермических пика при 570 и 840°С с последующим слабым экзотермическим подъемом.

ИК-спектр Fe-иллита (см. фиг. 12, *B*, обр. 724) характеризуется наличием полос поглощения, присущих диоктаэдрическим глинистым минералам, содержащим катионы Fe в октаэдрах 2:1 слоя.

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ ДЕВОНА ЮЖНОЙ ПРИБАЛТИКИ

Интересующая нас ассоциация глинистых минералов была встречена в составе пород наровского и тартуского горизонтов (D₂), изученных по разрезу опорной скважины в Стянишкае в интервале глубин 750-900 м. Наровский горизонт начинается брекчиевидными слоями, выше которых лежит толща красных и зеленых доломитовых мергелей и глин с незначительными прослоями, обогащенными тонкозернистым песчаным или алевролитовым материалом квари-полевошпатового состава. В средней и нижней частях наровского горизонта отмечаются прослои загипсованных глин и алевролитов (фиг. 18).



Фиг. 18. Разрез и распределение глинистых минералов в среднедевонских отложениях Южной Прибалтики (скв. Стянишкай)

1 - конгломерат; 2 - песчаник; 3 - алевролит; 4 - глина; 5 - мергель доломитовый; 6 - гипс

Основным глинистым минералом толши доломитовых глин и мергелей является Fe-иллит (фиг. 18). В нижней части толши он присутствует совместно с Mg-хлоритом; в тартуском горизонте появляются мономинеральные Fe-иллиты. В цементе алевролитов Fe-иллиты хорошо раскристаллизованы и относятся к политипу 1 M, в глинах Fe-иллиты относятся к политипу 1 Md. Большого различия в химическом составе глин, окрашенных в зеленоватый и красный цвет, нет; содержание Fe_2O_3 в последних на 1-1,5% больше, очевидно, за счет свободных гидроокислов железа, определяющих окраску пород. Кристаллохимическая формула Fe-иллитов: $K_{0,60}(Si_{3,50}Al_{0,50})$ ($Al_{1,20}Fe_{0,50}^{3+}Fe_{0,05}^{2+}Mg_{0,35}O_{10}(OH)_2^*$

В загипсованных прослоях во фракциях <0,001 мм совместно с Fe-иллитом фиксируется смешанослойный хлорит-монтмориллонит корренситового типа. Появление магнезиального минерала четко отражается в химическом составе фракций <0,001 мм повышением содержания MgO до 11,74% (табл. 18).

	Образец										
Компонент	61/66	62 / 66	67/66	69/66	70 / 66	49/66	56/66				
SiO ₂	48,45	49,54	50,87	48,29	49,1 0	49,05	46,42				
TiO ₂	0,98	1,07	0,90	0,99	0,99	0,82	0,82				
$\overline{Al_2O_3}$	22,46	22,41	21,21	20,46	20,95	18,89	17,90				
Fe_2O_3	7,65	6,74	6,46	5,86	8,89	5,80	3,63				
FeO	1,12	1,18	0,99	0,68	0,62	2,79	2,93				
CaO	0,88	0,53	0,47	3,89	0,47	0,35	0,41				
MgO	3,04	3,04	3,93	0,04	3,54	6,89	11,74				
MnO	0,02	0,02	0,04	1,22	0,03	0,04	0,03				
P ₂ O ₅	0,09	0,01	Нет	0,44	Her	Нет	Нет				
Na ₉ 0	0,23	0,18	0,23	0,23	0,18	0,18	0,11				
K20	6,58	6,58	6,86	6,72	6,72	6,14	4,20				
н ₂ 0-	2,94	2,97	2,85	3,58	3,56	2,55	3,19				
H_2O^+	5,55	5,97	5,38	7,43	5,3 1	6,26	7,91				
co_2	Нет	Нет	Нет	0,34	Нет	Нет	Нет				
c	0,35	0,08	0,17	0,11	0,12	0,36	0,77				
Сумма	100,34	100,32	100,36	100,28	100,48	100,12	100,06				
Кварц	0,01	0,49	0,17	He omp.	0,17	1,15	Не опр.				

Таблица 18 Химический состав (в %) глинистого вещества пород среднедевонских отложений Южной Прибалтики (фракция <0,001 мм)

Примечание. Fe-иллиты: обр. 61, 67 - глина доломитовая красная; обр. 62 глина доломитовая зеленая; обр. 69 - алевролит с доломитовым цементом; обр. 70 песчаник с доломито-глинистым цементом. Обр. 49 - Fe -иллит и хлорит; глина доломитовая с гнездами гипса. Обр. 56 - корренситоподобный минерал и Fe-иллит; мергель загипсованный. Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР.

КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ доломито-сульфатной стадии осолонения и условия их образования

На первый взгляд ассоциация глинистых минералов этого фациального типа достаточно обычна для территенных пород: широкое распространение имеют минералы группы хлорита, гидрослюды, в породах верхних частей разреза Оренбургского Приуралья присутствует монтмориллонит. Однако детальное изучение минералов этой ассоциации показывает их ярко выраженную кристаллохимическую специфику и аутигенное происхождение. Монтмориллонит, хлорит и смешенослойные образования хлорит-монтмориллонит, среди которых встречаются полностью упорядоченные типа корренсита, являются триоктаэдрическими магнезиальными силикатами. Слюдистые минералы отличаются высокой железистостью и принадлежат к группе Fe-иллитов. Изучение обломочных компонентов показало, что состав ассоциаций глинистых минералов этого фациального типа не зависит от характера первичного петрографического материала. Идентичный состав ассоциаций глинистых минералов был встречен в кислых и основных граувакках разрезов Оренбургского Приуралья и в кварц-полевошпатовых породах девона Южной Прибалтики. Сырьем для формирования аутигенных глинистых минералов определенного состава мог служить любой обломочный материал. В Оренбургском Приуралье представление о первичном составе тонкодисперсного материала дают

глинистые минералы, связанные с пресноводными фациями. В первичном виде господствовал, по-видимому, диоктаэдрический Fe -монтмориллонит.

Преимущественное развитие того или иного компонента (магнезиальных хлорит-монтмориллонитовых минералов или Fe-иллита) в породах лагунных осолоненных комплексов определялось в первую очередь физико-химическими условиями осадконакопления, в частности степенью осолонения и катионно-анионным составом придонных и иловых растворов. Бассейны Оренбургского Приуралья с широким развитием гипсоносного осадконакопления могут быть отнесены, согласно классификации H.M. Страхова [1960-1962], к сульфатным водоемам типов IIa, II6 и IIв, где карбонатное осадконакопление при возрастании осолонения сменяется садкой гипса. Ассоциации глинистых минералов, связанные с гипсоносными песчаниками, выразительны. В гипсоносных пачках всех лагунных комплексов Приуралья, так же как в гипсоносных породах разреза Прибалтики, основными минералами являются в той или иной степени упорядоченные смешанослойные хлорит-монтмориллонитовые образования, присутствующие во фракциях < 0,001 и 0,01-0,001 мм.

Образование глинистых магнезиальных минералов хорошо объясняется условиями течения широко известной реакции Гейдингера, представленной Н.М. Страховым в следующем виде:

$$C_{a}(HCO_{3})_{2} + M_{g}SO_{4} - C_{a}SO_{4} + 2H_{2}O + M_{g}(HCO_{3})_{2}$$

$$FUNC + M_{g}(OH)_{2}yM_{g}CO_{3}$$

$$pacrbop$$

Интересно, что соли магния столь активно вступают во взаимодействие с кремнеземом и алюминием при образовании магнезиальных хлорит-монтмориллонитовых минералов, что на одновременную садку с гипсом доломита магния почти не остается. Карбонаты в гипсоносных песчаниках с корренситом и корренситоподобными минералами представлены очень часто кальцитом.

Согласно полученным данным по Приуральскому разрезу, мономинеральный триоктаэдрический монтмориллонит был встречен в верхах разреза (обр. 998), а Mg-хлорит – в загипсованных песчаниках нижней части разреза (обр. 30), что, казалось бы, дает возможность говорить о стадийности формирования корренсита и далее магнезиального хлорита по схеме: триоктаэдрический монтмориллонит — смешанослойный минерал хлорит-монтмориллонит (содержание хлоритового компонента < 50%) — корренсит — смешанослойный минерал хлоритмонтмориллонит (содержание хлоритового компонента >50%) — хлорит. Существование стадийного преобразования монтмориллонита в корренсит через гамму смешанослойных монтмориллонит-хлоритовых фаз доказано экспериментально [Wyart, Sabatier, 1966].

Однако такой последовательный ряд превращений минералов, обусловленный только эпигенетическими изменениями, связанными с погружением в более глубокие зоны, вряд ли реализуется в действительности. Все три разновидности смешанослойных хлорит-монтмориллонитовых минералов, включая корренситы, были встречены в разрезе на разных стратиграфических уровнях во всех гипсоносных пачках. Характерно, что степень упорядоченности смешанослойных магнезиальных минералов в первую очередь коррелируется с "чистотой" загипсованной пачки: наиболее упорядоченные разности собственно корренситов приурочены к наиболее крупно и хорошо отсортированным песчаникам с базальным гипсовым цементом. При появлении более тонкозернистого материала на всех стратиграфических уровнях степень упорядоченности смешанослойных минералов ухудшалась, а содержание хлоритового компонента увеличивалось до 60-65%. В самых тонкозернистых породах - аргиллитах и мергелях лагунных комплексов везде присутствует Махлорит с небольшим количеством подвижных межслоевых промежутков. Это связано, очевидно, с высокой концентрацией катионов и ранним завершением кристаллизации Мд -хлорита в условиях пониженной влагоемкости илов. Н.М. Стрехог [1960-1962] подчеркивает обедненность водой глинистых илов засолоненных водоемов.

Таким образом, формирование смещанослойных минералов хлорит-монтмориллонитового типа, соотношение в них разбухающих и неразбухающих межслоевых промежутков, равно как и их упорядоченность, сильно зависят от степени проницаемости пород, длительности сохранения влажности и гигроскопичности сульфатов, ассоциирующих с этой группой минералов. Пока не находит себе объяснения отсутствие промежуточных между магнезиальным монтмориллонитом и хлоритом смешанослойных фаз с преимущественным содержанием монтмориллонитовых слоев. Необходимо также отметить, что, помимо возможности формирования Мд-хлорита как одного из членов ряда Мд-монтмориллонит ---- смешанослой-стадийного преобразования М д-монтмориллонитов или все эти образования возникают синтетическим путем за счет кристаллизации из нескольких отличающихся по составу растворов, существует и другой ряд формирования хлорита. Этот ряд может быть представлен последовательностью: М д-монтмориллонит --- разбухаюший триоктаэдрический минерал --- "дефектный" хлорит ---- Ме-хлорит. Ответст-венным фактором за разнообразие промежуточных фаз этого ряда является степень совершенства и законченности формирования бруситовых слоев, а не соотношение и порядок распределения разбухающих монтмориллонитовых и хлоритовых межслоевых промежутков.

Помимо эвапоритовых толц, минералы семейства корренситов известны также в осадочных породах гумидного климата - в угленосной формации Приверхоянья [Дриц, Коссовская, 1963] и Полярного Приуралья, а также в вулканогенно-осадочных отложениях и в составе продуктов постмагматического изменения ультраосновных, основных, реже средних и кислых разностей [Набоко, Берхин, 1970; Ратеев и др., 1977; Early et al., 1954; Early, Milne, 1956]. Сравнение кристаллохимических характеристик корренситов различных генетических групп [Коссовская, Дриц, 1975] показало, что корренситы эвапоритовых формаций отличаются ярко выраженной спецификой. От корренситов угленосных формаций и корренситов, развитых по базальтам, андезитам, дацитам и их туфам, их отличают высокая магнезиальность и обязательный парагенез с Fe-иллитами. Корренситы осадочных пород гумидного климата, так же как и магматических пород, характеризуются значительной железистостью. По отношению магния к железу они могут быть отнесены к Mg-Fe-корренситем. Корренситы осадочных пород гумидного климата в отличие от таковых аридного климата ассоциируют не с железистыми, а с Al-иллитами. По кристаллохимической характеристике корренситы эвапоритов очень близки к корренситу, образовавшемуся по серпентинитам кристаллического фундамента юго-запада Русской платформы [Дриц. Сахаров, 1976], имеющему чисто магнезиальный состав, унаследованный от "породы-хозяина". Корренситы всех магматических пород по сравнению с осадочными обеднены Al. Но самой вежной чертой, объединяющей все корренситы магматических пород и отличающей их от корренситов осадочных пород, является то, что они никогда не встречаются в парагенезе со слюдистыми минералами.

Fe-иллиты по кристаллохимическим параметрам представляют группу, промежуточную между глауконитами и алюминиевыми гидрослюдами. Как и глаукониты, они относятся к полиморфной модификации 1М или 1Md, часто содержат до 20% разбухающих слоев. Основное отличие их от глауконитов – меньшее содержание окисного железа и отсутствие закисного железа в октаздрах. Для глауконитов коэффициент $Fe_2O_3/(Fe_2O_3 + Al_2O_3)$ колеблется в пределах 1--0,8; для железистых иллитов – 0,6--0,4. На графике (фиг. 19), заимствованном из работы А.Г. Коссовской и В.А. Дрица [1971], все Fe-иллиты, связанные с осолоненными бассейнами, занимают четко ограниченное поле, расположенное между полями алюминиевых гидрослюд и глауконитов, определяемое пределами железистости от 0,20 до 0,40.

Полученный нами материал и сравнение его с находками Fe-иллитов в эвапоритовых толщах, сделанными рядом зарубежных исследователей, не оставляют сомнений в том, что эти аутигенные образования наряду с корренситами могут рассматриваться как индикаторные минералы эвапоритовых комплексов.

Можно полагать, что образование Fe-иллитов связано с ранними стадиями седиментогенеза и диагенеза. Основанием для этого служит то, что В. Перри 60

Фиг. 19. Кристаллохимическая характеристика диоктаэдрических слюд различного генезиса (по А.Г. Коссовской, В.А. Дрипу [1971] с дополнениями)

I-III – поля осадочных слюдистых минералов политипа 1M-1Mdзоны диагенеза – начального эпигенеза: I - Al - иллитов, II - Fеиллитов, III - глауконитов; <math>IV - VIII поля: IV - слюдистых минераловполитипов <math>1M и $2M_1$ зоны глубинного эпигенеза, V - слюдистыхминералов политипа $2M_1$ зоны метаморфизма, VI - гидротермальных Al - слюд, VII - селадонитов, VIII - лейкофиллитов



и К. Ривсом [Parry, Reeves, 1966] Fe-иллиты были найдены в современных содовых озерах США совместно с сепиолитом и доломитом. Можно ожидать, что благоприятным фактором для образования близких к мономинеральным Fe-иллитов было высокое содержание катионов K⁺ в наддонной воде.

Гидрослюды являются весьма легко образующимися аутигенными минералами различных осадочных обстановок. По-видимому, Fe-иллиты – своеобразные аналоги глауконитов в условиях осолоненных водоемов. Уход из наддонных вод при доломитообразовании двухвалентных катионов Ca и Mg при относительно невысоком первичном содержании последнего (углекальшиевый тип сульфатных озер по H.M. Страхову) создает условия относительного обогащения наддонных вод калием Последний реализуется силикатными компонентами, присутствующими в растворе, для синтеза Fe иллитов. В случае обогащения растворов магнием (утлемагниевый тип озер) и неполной его реализации при осаждении доломита параллельно образуется хлорит или неупорядоченные смещанослойные хлорит-монтмориллонитовые минералы. В гипсах, где магний реализуется на формирование минералов группы корренсита, а не карбонатов, относительное количество Fe-иллита, естественно, уменьщается.

Корренситы, описанные в различных формациях, почти всегда ассоциируют с большим или меньшим количеством слюдистых минералов. Ж. Люка [Lucas, 1%2] и Ф. Липпман [Lippman, Savascin, 1969] гидрослюды, сопровождающие корренситы, рассматривали как обломочные компоненты. Однако, скорее всего, кристаллохимическое изучение этих минералов позволит установить их идентичность с железистыми иллитами.

Таким образом, важным выводом является то, что магнезиальные смешанослойные минералы группы корренсит – Mg-хлорит + Fe-иллит представляют аутигенные образования. Представления Ж. Люка [Lucas, 1962], Ф. Липпмана и М. Савоскина [Lippman, Savascin, 1969] об иллите как терригенной примеси, служащей матрицей для образования корренсита, опровергаются. Сырьем для корренсита, равно как и для Fe-иллита, может служить в осолоняющихся бассейнах любой алюмосиликатный материал, в том числе и обломочные слюды.

Результаты нашего изучения ассоциации глинистых минералов в разрезах Оренбургского Приуралья, а также обзор литературных данных по составу глинистых минералов соответствующих отложений позволяют сделать вывод о том, что ассоциация Mg-хлорит – коррен сит+ Fe-иллит в цело м может рассматриваться как индикаторная для доло мито-сульфатной стадии осолонения бассейна с хемогенно-терригенным типом седиментации.

Глава третья

АССОЦИАЦИИ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ ГАЛИТОВОЙ СТАДИИ ОСОЛОНЕНИЯ (верхнеказанские отложения Оренбургского Приуралья)

Верхнеказанские соленосные отложения, завершающие грандиозный по своим масштабам пермский этап соленакопления, приурочены к юго-восточной окраине Русской платформы. Современная область распространения соленосных отложений этого возраста ограничивается пределами Бугуруслан-Сорочинской впадины, вытянутой в меридиональном направлении более чем на 200 км при ширине до 100 км. Впадина полого погружается на юг, в сторону Прикаспийской депрессии, соответственно в том же направлении возрастает роль гидрохимических и соленосных отложений, максимальная мощность которых достигает 260 м.

Вопросы палеогеографии казанского времени детально рассмотрены в работах Н.Н. Форша [1955], Н.М. Страхова [1960-1962] и др. Бассейн казанского времени представлял собой огромное внутриконтинентальное море. В позднеказанское время в результате поднятий в Заволжье [Форш, 1955] происходило обособление и засолонение южной части бассейна, сопровождавшееся формированием гипсов и ангидритов с прослоями доломитов, а в районе Бугуруслан-Сорочинской тектонической депрессии – и галита. Таким образом, в целом верхнеказанская формация юго-восточной части Русской платформы является галогенной формацией морского типа, однако процесс галогенной седиментации на большей части территории остановился на начальной доломито-сульфатной стадии и только в Бугуруслан-Сорочинском районе – на стадии садки галита (хлоридная стадия развития сульфатного водоема морского типа).

Поступление терригенного материала в бассейн галогенной седиментации происходило главным образом с востока, с герцинид Урала, в то время как на западе существовал аридный платформенный плоский континент. Существование единого источника сноса на протяжении всего времени формирования казанских отложений позволило проследить характер и специфику преобразования первично однотипного обломочного материала в различных фациальных обстановках единого бассейна – от фации доломито-сульфатных осадков краевых частей Бугуруслан-Сорочинского солеродного бассейна до галитовой центральной его части.

РАЗРЕЗ ВЕРХНЕКАЗАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ и минералого-петрографическая характеристика некоторых типов пород

Согласно унифицированной схеме 1956 г. отложения казанского яруса в Оренбургском Приуралье подразделяются на три свиты: нижнюю - калиновскую терригенно-карбонатную, среднюю - гидрохимическую и верхнюю - сосновую, преимущественно терригенную. Калиновскую свиту относят к нижнеказанскому, гидрохимическую и сосновскую - к верхнеказанскому подъярусам. Границы гидрохимической свиты являются скользящими, ее отложения на разных участках занимают различное стратиграфическое положение. В районе Сорочинска и Бугуруслана они замещают значительные части сосновской и калиновской свит. Характерно, что при увеличении мощности гидрохимических отложений мощность терригенно-карбонатных пород калиновской свиты соответственно снижается и наоборот; при этом общая мощность отложений казанского яруса остается довольно выдержанной. Последнее обстоятельство свидетельствует о фациальном замещении терригенно-карбонатных отложений прибрежных участков бассейна гидрохимическими центральных его частей.

Нами соленосные казанские отложения были изучены по ряду скважин, пробуренных в южной части Бугурусланской впадины, где имеется наиболее полный их разрез.

В районе г. Сорочинска (фиг. 20, скв. 136) отложения калиновской свиты представлены 10-метровой пачкой доломитов и глин, содержащих фауну эври-

<u> </u>	-			Г	<u> </u>		Course				<u></u>			12).4	
					80%		Глин. Диоктазо-	Taua	K M G	3004				ипни	
					194		рические	Хлори	m-N M	13	N.	4		nd	
		de.		126	720		re- <i>4 n.n.um</i>	MODEL Styles	I 'S	()	adau	170		T t	
Dach	6	080	шa	197	100	obp.		нден упор тост	19.NH : 80 01	nd' The	1 <u>9</u> -1	L.	42	c ba	
Bos	Rpy	Ποό	<i>C</i> ₿µ	ΨŒ	VON	Ň		L TTE CH X Boven	000 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1. 1	A 31	Fe - Ir	-6W	סעי	10 do	ŀ
				200										· .	
			ĺ	ľ.											
	14	<i>,</i> ,		6	-	101	•	\blacklozenge							l
	1 X	8	4	2	.										ľ
ļ	4	*	×	ŀ		-07									L
	4	8	4	075	#//	• 702									L
	E	H A	0	Ľ	V////										L
	L A		2												
				20		•									
				-	577774 77777										
		-			4/17/ ****	.106			.						l
				Ĩ.		107					▼				
					••••	•777	•						ļ	Ì.	
ŀ				209		•113	•								
				-	+ + + + +	•114	•					•	•		
			*	03	<u><u></u></u>										
			r a	Ĩ		100									
			20		÷÷÷	119	1	•		•			•		
			0	249											Ì
			4	ŀ		123 124 125	-						•	•	
	2	ľ	2	200	[iiii	126									
	1	18				120									
	*	4				129	↓			•		١	٠		
	X	*		600	<u>.</u>										ł
	Ø	4		-											
	A S	4		00	$\hat{+}$	-135	•			•					
a	×	9			• • • •	.176									
			2.2		* * * *	- <i>131</i>	↓					\bullet			
			10	22	نخ										
			W P	000	$\overline{\cdot,\cdot,\cdot}$	-138	•								
1			r a	_								Ť			
			190	0.		-139	•					٠			
			12	0											
		S. S.	200		Î										
	400	<u> </u>	225	040	277	1 42	•				•				
	<i></i>		~ 4 ¥		7.//										

_____1 2

3 1 1

 $\begin{array}{c} + \\ + \\ + \\ \end{array}$

*** *** 8 *** *** 8

Фиг. 20. Состав и распределение глинистых минералов в разрезе верхнепермских соленосных отложений (скв. 136, Оренбургская область)

1 – песчаник; 2 – алевролит; 3 – глина; 4 – доломит; 5 – каменная соль; 6 – гипс; 7 – ангидрит; 8 – тонкое ритмичное переслаивание глин, алевролитов, доломитовых мергелей и гипса; 9 – брекчиевидная галит-ангидритовая порода. Остальные условные обозначения см. фиг. 11 галинных пелеципод и гастропод и нижнеказанских остраход. Гидрохимическая свита, лишенная фаунистических остатков, представлена в основном каменной солью, в нижней и верхней частях содержащей пласты ангидрита мощностью до 15 м каждый. В нижней части разреза среди ангидрита отмечаются незначительные прослои доломита (до 0,5 м) и глин (до 0,1 м). Общая мощность свиты около 150 м. Сосновская свита характеризуется большим разнообразием слагающих ее типов пород. В целом она представлена довольно частым переслаиванием ангидрита, доломита и доломитового мергеля с более мощными пластами каменной соли. В верхней половине свиты в переслаивании участвуют глинистые и алевритовые породы. Мощность свиты около 100 м.

Таким образом, в разрезе соленосных отложений даже в самых верхних частях отсутствуют песчаные породы, так широко развитые среди доломито-сульфатных осадков прибрежной части бассейна. Представление о составе первичного терригенного материала дают прослои алевролитов, залегающие в верхней части соленосного разреза. По петрографическому типу породообразующих компонентов они, так же как и песчаники среди прибрежных доломито-сульфатных пород, могут быть отнесены к диабазо-спилитовым грауваккам. Глины образуют прослои незначительной мощности (до 7-10 см) только среди доломитов и доломитовых мергелей в верхней части разреза. В толще каменной соли отмечаются лишь отдельные "гнезда" и "карманы", выполненные темно-серым глинистым материалом.

При просмотре шлифов соленосных пород обращает на себя внимание специфическая форма кристаллизации ангидрита в некоторых прослоях каменной соли верхней части разреза (сосновская свита). Кристаллы ангидрита имеют резко удлиненную призматическую форму (табл. Х, 3, 4), часто образуют сноповидные агрегаты. В центральной части таких агрегатов при больших увеличениях в шлифах обнаруживается полуизотропная масса, состав которой удалось определить только в результате рентгеновского анализа. Наиболее удлиненные кристаллы ангидрита нередко представляют собой сочетание ромбических и моноклинных индивидуумов. Последние характеризуются несколько меньшим светопреломлением; $Np \approx$ 1,550, $Ng \approx$ 1,558 против $Np \approx$ 1,570, $Ng \approx$ 1,614 "нормально" ангидритовых. Скопление таких агрегатов чаще всего наблюдается в участках каменной соли, обогащенной пелитовым материалом. Характерно, что прослои галита, содержащие радиально-лучистые образования ангидрита, довольно уверенно прослеживаются по ряду скважин. Следует отметить, что такие формы кристаллизации ангидрита в соленосных разрезах не редкость. Нами они отмечены в районе купола Индер и Волгоградского Поволжья. Причем на территории развития хлоридно-магниевых солей Приволжской моноклинали они четко стратифицированы. Такого рода образования описаны и в целом ряде работ петрографов-галлургов, которые, не придавая серьезного значения генетическим вопросам, связывали их происхождение с процессами собирательной кристаллизации. Однако причины, приведшие к этому процессу, оставались невыясненными.

Рентгеновское изучение тонких фракций, выделенных из галита, обогащенного глинистым материалом и специфическим ангидритом, а также данные химического анализа этих фракций показали их необычный состав, не свойственный галогенным отложениям.

На фиг. 21 приведены рентгенодифрактограммы фракции <0,001 мм одного из таких образцов (см. фиг. 20, обр. 124). Химический анализ этой фракции (табл. 19) характеризуется чрезвычайно высоким содержанием P_2O_5 (12,4%) и C₄O (12,1%). Анализ дифракционных картин и химического состава привел к заключению, что основными компонентами фракции являются водный Ca-фосфат и минерал из группы цеолитов – эрионит. Выделение последнего до некоторой степени условно, так как основано лишь на характерных для этого минерала значениях базальных отражений с d(001) = 11,54 Å. Присутствие фосфата во фракции <0,001 мм связано не с размером частиц минерала, которые значительно крупнее, а с их формой, имеющей под электронным микроскопом вид "катамаранов" (табл. X, 1, 2). Фиброподобные агрегаты, присутствующие совместно с "катамаранами", возможно, принадлежат эриониту (но также могут относиться и к хлориту).



Фиг. 21. Дифрактограммы глинистых фракций из соленосного разреза Оренбургского Приуралья (P₂Kz₂)

А, Б - обр. 124, фракция <0,001 мм, галит, обогащенный глинистым материалом; В - обр. 198, фракция <0,001 мм, глинистый прослой среди ангидрита; Г - обр. 142, фракция <0,001 мм, глина; Д - обр. 127, фракция <0,002 мм, галит с глинистыми включениями.

а, 6 – ориентированные: a – природный, 6 – на същенный глицерином; s, i – прокаленные при: s – 300, i – 550°С; d – неориентированный

		Образец								
Korrow		119	119 124 198 [*] 14							
TOWIION	5N1	Фрекция, мм								
			<0,0	001 MM		0,01-0,001*				
SiO ₂		50,02	29,33	48,35	43,99	31,97				
TiO ₂		0,47	0 , 3 7	0,82	0,62	0,90				
Al ₂ O ₃		19,29	10,89	16,70	19,01	8,67				
Fe ₂ O ₃		5,20	3,33	3,78	6,29	3,98				
FeO		0,25	0,35	-	0,22	0,35				
MnO		0,03	0,02	-	0,04	Her				
CaO		0,06	12,89	1,54	2,26	14,14				
MgO		7,79	5,64	16,11	9,16	13,65				
Na2 ^O		0,24	0,48	0,28	0,39	0,22				
к ₂ 0		3,59	3,10	3,70	3,95	1,88				
н,0+		8,59	11,11	-	7,32	-				
н ₂ с-		2,56	4,24	3,35	3,98	1,16				
co ₂		Нет	0,68	-	1,74	20,25				
с		1,49	2,14	-	0,81	-				
P ₂ 0 ₅		0,04	15,15	-	0,11	-				
B,0,		-	-	0,53	-	0,18				
Сумма		99,62	9 9, 72	97,16	99,89	97,35				
Квард		6,31	Не опр.	He onp.	2,38	8,72				
I + II	SiO ₂	3,50	-	-	0,70	-				
выт.	Fe203	0,03	-	• -	0,03	-				
	Al ₂ O ₃	0,16	-	-	0,13	-				

Таблица 19 Химический состав (в %) тонких фракций пород из разреза казанских отложений

*Анализ выполнен в химической лаборатории ГИГХС. Остальные анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР. Аналитик К.А. Степанова.

С чем же связано присутствие фосфата и эрионита (?) в некоторых прослоях соляных пород?

Как известно, фосфор входит в группу кластофильных элементов; присутствие его в соленосных топшах связано с терригенными компонентами, а содержание исчезающе мало. Большое количество приведенных нами химических анализов песчаных пород и их тонких фракций по всему разрезу верхнепермских отложений Оренбургского Приуралья, а также литературные данные по этому району свидетельствуют о том, что содержание P_2O_5 в терригенных породах не превышает десятых долей процента, составляя в большинстве случаев сотые доли.

Вместе с тем в нижнепермских молассах Южного Урала (Актюбинская область) среди известково-доломитовых пород ассельского яруса И.В. Хворовой [1961] описаны метасоматические фосфориты, образование которых, по ее представлениям, связано с поступлением фосфатного вещества снизу либо одновременно с осадконакоплением, либо позднее. Нам представляется вероятным, что образование метасоматических фосфоритов в складчатой полосе верхнего палеозоя западного склона Южного Урала и локальный синтез фосфата в соленосной верхнеказанской толще являются как бы звеньями одной цепи – термальной деятельности в пределах первой зоны и преобразования фосфорсодержащей щелочной пирокластики во второй. Поступление щелочной пирокластики в бассейн на галитовой стадии седиментации, когда соленосность вод достигала 28%, способствовало локальному изменению химизма среды, создавая участки повышенной щелочности, что, в свою очередь, при наличии реакционноспособных компонентов приводило к синтезу эрионита и фосфата в неравновесных для них условиях. Изменение pH и t в сторону их увеличения способствовало также быстрой кристаллизации ангидрита с преимущественным развитием граней 100 или 001. Именно благодаря поступлению вулканопирокластического материала специфического состава в галитовых породах возникла такая чуждая для них ассоциация: ангидрит-фосфат-деолит, а быстрая литификация соляных пород способствовала ее сохранению.

Связь удлиненно-призматических и игольчатых кристаллов ангидрита (гипса) с пирокластическим материалом наглядно видна на фотографиях, полученных с помощью сканирующего микроскопа (табл. XVII). "Друзы" и агрегаты гипса, представленные на фотографиях, непосредственно связаны с основанием одного из пепловых прослоев соденосной толци купола Индер.

Помимо описанной ассоциации, в отдельных прослоях каменной соли той же сосновской свиты фиксируется опал (см. фиг. 20; табл. VIII, 3, 4), устанавливаемый по характерному фону повышенной интенсивности в области значений $\theta = 8-13^{\circ}$ и довольно высокому содержанию аморфного кремнезема в некоторых глинистых фракциях (см. табл. 19). Присутствие опала было уже отмечено в карбонатно-сульфатных осадках прибрежной части бассейна, где минерал являлся одним из компонентов цемента песчаных пород. Выделение опала, очевидно, также связано с поступлением и аморфизацией богатого SiO₂ пирокластического материала. Бо́льшую часть SiO₂ забирали для построения своей решетки глинистые минералы, а в соответствующих физико-химических условиях – цеолиты, избыток же фиксировался в породе в виде опала.

СОСТАВ И КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

Набор глинистых минералов в соленосных породах верхнеказанской толци изученных разрезов значительно беднее, чем в их фациальных (или литолого-петрографических) аналогах (доломито-сульфатных породах) краевой части бассейна. Доминирующими минералами являются триоктаэдрический хлорит и диоктаэдрическая гидрослюда.

В единичных глинистых прослоях верхней, сосновской, свиты (см. фит. 20, 21, обр. 107, 198) установлен смещанослойный хлорит-монтмориллонитовый минерал. Породой, вмещающей эти глинистые прослои, является либо доломит (обр. 107), либо ангидрит среди доломита (обр. 198). В структуре минералов преобладают неразбухающие хлоритовые слои, а чередование разлотипных пакетов происходит либо неупорядоченно (обр. 107), либо с тенденцией к порядку (см. фиг. 21, обр. 198). Химический состав характеризуется высоким содержанием MgO (см. табл. 19). Второй фазой, присутствующей в образцах, является Feиллит.

Диоктаздрическая гидрослюда присутствует абсолютно во всех глинистых фракциях. В разрезе сосновской свиты специфической чертой гидрослюдистого минерала является его гетерогенность. На дифрактограммах природных ориентированных препаратов фиксируется широкий, часто зубчатый пик в области 10-11 Å. В структуре минерала из глинистой фракции гелита иногда содержится до 10-15% разбухающих межслоев. Электронографическое исследование методом косых текстур показало принадлежность минерала всего соленосного разреза к модификации 1M-1Md. На основании данных химических анализов (см. табл. 19) гидрослюдистый минерал отнесен к группе Fe-иллитов.

Триоктаздрический хлория установлен практически во всех тонкодисперсных фракциях разреза (см. фиг. 20, 21), где на его долю приходится до 30%. В сосновской свите в структуре хлорита присутствуют разбухающие пакеты; хлорит из мощной толщи каменной соли гидрохимической свиты не содержит разбухающих пакетов и хорошо окристаллизован. На основании данных химических анализов (см. табл. 19) были рассчитаны приблизительные кристаллохимические формулы минералов. Расчет производился из предположения, что весь K_2O принадлежит гидрослюдистому минералу состава $K_{0,6}(Si_{3,5}Al_{0,5})(Al_{1,2}Fe_{0,5}^{3+}Mg_{0,4})O_{10}(OH)_2$. В этих условиях средний состав хлоритовых минералов следующий: $Na_{0,2}(Si_{3,5}Al_{0,5})(Al_{2,0}Fe_{0,1}^{3+}Mg_{3})O_{10}(OH)_8$. Кристаллохимическая особенность минералов – триоктаздричность трехэтажного слоя (значение d(060) = 1,532 Å) состава $(Si_{3,5}Al_{0,5})Mg_3O_{10}(OH)_2$ и диоктаздричность однозтажного: $Na_{0,2}(Al_2Fe_{0,1}^{3+})$. $(OH)_6$.

Таким образом, в разрезе верхнеказанских отложений можно выделить две ассоциации глинистых минералов, характеризующих разные стратиграфические единицы толщи. В верхней, сосновской, свите, представленной чередованием доломито-ангидритовых пород с каменной солью, ассоциация глинистых минералов включает Mg-Fe, Mg-хлорит, разбухающий хлорит, смешанослойный хлорит-монтмориллонит + Fe-иллит. Нижняя, гидрохимическая, свита характеризуется постоянной ассоциацией Mg-хлорит + Fe-иллит. Мg-хлорит не содержит разбухаюших межслоев и хорошо окристаллизован. Сравнение ассоциации глинистых минералов гидрохимической, соляной, толщи с ассоциацией глинистых минералов ее фациальных аналогов прибрежной части (фиг. 22, вкл.) показывает, что в условиях более высокой солености вод (~28%), спокойного гидродинамического режима и отсутствия песчано-алевритового материала состав ассоциации существенно иной. Не устанавливаются корренситы и смещанослойные хлоритмонтмориллонитовые минералы, разбужающие и дефектные хлориты, т.е. минералы, содержащие гидратированные межслои. В условиях устойчивой садки галита происходит синтез (или трансформация) глинистых минералов со стабильной решеткой. Связано это, очевидно, с физико-химическими условиями кристаллизеции гелита. Рапа, насыщенная по NaCl, характеризуется низкой обводненностью. Литификация галита, в процессе которой "отжимаются" все водные излишки, происходит быстро и способствует обезвоживанию наиболее подверженных изменениям межслоевых промежутков глинистых минералов.

Изученные нами глинистые фракции из мошных толщ каменной соли Прикаспия (купол Индер) характеризуются аналогичным составом. В солеродных бассейнах перми и триаса ФРГ [Füchtbauer, Goldschmidt, 1956, 1969], пермо-триаса Марокко [Lucas, 1962], триаса Франции [Lucas, Bronner, 1961; Lucas, 1962] непременными компонентами глинистых фракций из толщ каменной соли являются хорошо окристаллизованный хлорит и гидрослюда. Очевидно, эти два минерала – Мg-хлорит и Fe-иллит можно с полным основанием рассматривать как минералы-индикаторы галитовой стадии осолонения в пермо-триасовых бассейнах земного шара.

Глава четвертая АССОЦИАЦИИ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ СТАДИИ САДКИ КАЛИЙНО-МАГНИЕВЫХ СОЛЕЙ (кунгурские отложения Прикаспийской впадины, купол Индер)

В пермское время как по суммарной плошади распространения каменной соли, так и по масштабам соленакопления выделяется кунуурский век, когда каменная соль осаждалась на 2,7% территории Евразии и на 2,5% территории Северной Америки, а вся плошадь развития солей достигала 8,5·10⁵ км² [Жарков, 1976].

На территории Советского Союза галогенные толщи кунгура распространены на востоке Русской платформы, в Предуральском прогибе и Прикаспийской впадине. Восточно-Европейский солеродный бассейн - один из самых крупных на земном шаре. В пределах зоны развития мощных толщ каменной соли выявленные в настоящее время площади калийно-магниевых солей известны на территории Предуральского краевого прогиба - в Бельской и Соликамской впадинах, на ряде солянокупольных структур Прикаспийской впадины (Челкар, Индер, Озинки и др.), а также на всей территории Приволжской моноклинали. В.этой главе рассмотрено силикатное минералообразование на площади купола Индер.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА Кунгурских отложений купола индер

Галогенная формация кунгура в пределах Прикаспийской синеклизы распространена повсеместно. Площадь ее развития составляет около 5.10⁵ км². В центральной части впадины галогенные отложения залегают на больших глубинах. В ядрах некоторых солянокупольных структур они выходят на поверхность или приближены к ней и доступны изучению. Седиментационная мощность отложений оценивается различными авторами от 2,2 до 3,5 км. Особенность формации – мощное развитие каменной соли при относительно меньшем распространении сульфатных и еще более низком – карбонатных и терригенных пород, а также полнота и завершенность отдельных циклов галогенной седиментации, когда периодическое осолонение в отдельных участках бассейна приводило к формированию калийно-магниевых солей вплоть до бишофита. По гидрохимической характеристике бассейн Прикаспия относится к хлоридно-сульфатному типу с относительно о озавершенным циклом хемогенного осадконакопления.

Глубоко погруженный фундамент Прикаспийской впадины системой разломов разбит на ряд блоков. По глубине залегания фундамента в пределах впадины выделяются две геотектонические области: Центрально-Прикаспийская депрессия и ее обрамление – Внешняя краевая зона, которые соответствуют участкам с различным строением земной коры. В Центрально-Прикаспийской депрессии по данным ГСЗ отсутствует "гранитный" слой и осадочные образования залегают непосредственно на "базальтовом" слое. Наблюдается приуроченность соляных массивов и цепочек соляных куполов к определенным линейным зонам резкого изменения физических полей, интерпретируемых большинством исследователей в качестве глубижных разломов [Валеев и др., 1972; Валеев, 1973].

Одной из самых крупных соляных структур Прикаспия является купол-гигант Индер, расположенный в зоне Центрально-Прикаспийской депрессии (в 180 км к северу от г. Гурьева). Он приурочен к выделяемому Р.Н. Валеевым [1976] дорифейскому Индерскому авлакогену и расположен в зоне пересечения регионального меридионального Уральского разлома с юго-восточным окончанием Большеузенского и Малоузенского разломов северо-западного простирания [Слепакова, 1975].

Ядро купола представлено сложно дислоцированными соляными породами, сепиментационная мошность которых большинством исследователей оценивается в 2,5-3 км. В настоящее время общепризнанным является кунгурский возраст соленосной формации Прикаспия, что подтверждается результатами изучения спорово-пыльцевых комплексов и данными по определению абсолютного возраста. По стратиграфической схеме К.Т. Тухфатова, предложенной в 1964 г., в кунгурских отложениях Индерского поднятия выделяются четыре свиты: нижняя - альбайтауская, средняя - кургантауская, верхняя кызылтауская и покровная - тотджальская (фиг. 23). Другими исследователями - С.С. Коробовым в 1958 г., С.М. Кореневским в 1966 г. - разработаны несколько отличающиеся стратиграфические схемы, согласно которым разрез кунгура центральной части впадины можно представить следующим образом (снизу вверх): 1) сутпайтауская свита (гипсо-ангидритовая толща и нижняя галитовая зона соляной толщи); 2) кызылтауская и кургантауская свиты (калиеносная зона соляной толщи) и З) тотджальская свита (верхняя галитовая зона соляной толщи и надсолевая ангидритогипсовая толща). И.Н. Тихвинским [1974] предложена схема сопоставления разрезов кунгура центральной части впадины с разрезами северной прибортовой зоны. Согласно этой схеме сутпайтауская свита соответствует филипповскому горизонту, а вся остальная часть кунгурской толщи - иренскому.



Фиг. 23. Стратиграфический разрез нижнепермских отложений купола Индер (составил В.М. Бочаров)

I – по С.С. Коробову; II – по А.Ф. Горбову; III – по К.Т. Тухфатову; IV – разрез кургантауской свиты по данным подземной разведки (по В.М. Бочарову)

1 - каменная соль; 2 - бишофит; 3 - карналлит; 4 - сильвинит; 5 - ангидритовые и карбонатно-ангидритовые породы; 6 - галопелиты; 7 - вулканические туфы; 8 - ангидрито-гипсовая порода; П - полигалит; Ки - каинит; Кз - кизерит; Г - гергент; А - базальный ангидрит

Объектом нашего изучения послужила вскрытая шахтными выработками кургантауская свита, продуктивная часть которой известна под названием шушактауской пачки. По данным И.Н. Тихвинского [1974], свита соответствует верхнелунежским слоям иренского горизонта кунгура. Этот автор в разрезе свиты выделяет эльтонские, челкарские и индерборские слои. Эльтонским слоям в разрезе Индерской структуры соответствуют нижняя половина кургантауской свиты – главный ангидритовый горизонт, нижняя галитовая и нижняя половина (до кровли нижнего калиеносного горизонта) шушактауской пачки. Челкарским слоям отвечают верхняя половина шушактауской пачки и основная часть вышележащей верхней галитовой пачки кургантауской свиты. Индерборским слоям соответствуют верхняя часть верхней галитовой пачки кургантауской свиты, пачка покровной каменной соли, а также вся тотджальская свита. С породами кургантауской свиты связаны основные горизонты борно-калийно-магниевых солей, элювием которых являются почти все крупные месторождения боратов гипсовой шляпы. Мощность свиты более 900 м.

В основания кургантауской свиты залегает главный ангидритовый горизонт мощностью 15-20 м, представленный двумя прослоями ангидрита мощностью около 2-3 и 10-20 м, разделенных 3-6-метровым прослоем каменной соли. Выше в разрезе свиты К.Т. Тухфатов выделяет четыре пачки: нижною галитовую, гергеитгалитовую, продуктивную (шушактаускую) и верхнюю (галитовую) (см. фиг. 23). За нижнюю и верхнюю границы шушактауской пачки им приняты соответственно нижняя и верхняя борно-калийные залежи.

В.М. Бочаров и И.И. Халтурина в разрезе свиты выделяют четыре ритмопачки, отвечающие определенным ритмам галогенной седиментации. Три нижние ритмопачки завершаются отложениями борно-калийных солей, четвертая, верхняя, представлена только каменной солью с редкими будинированными пластами. ангидрита (см. фиг. 23). Ниже приводится краткая характеристика трех бороносных ритмопачек, составленная по материалам В.М. Бочарова, И.И. Халтуриной, Н.П. Авровой, А.Г. Баранникова (1976 г.), а также М.Г. Валяшко и др. [1978].

Нижняя ритмопачка сложена каменной солью, в которой присутствуют линзовидные пласты карналлитовых, каинит-сильвин-галитовых пород к сильвинитов, иногда слабобороносных. Выделяются специфические прослои: белой неслоистой галитовой породы (10-30 м) и прослои каменной соли с гергеитом, линзами сильвинитов, сильвин-галитовых и галит-полигалитовых пород (15-70 м). Для пачки характерно спорадическое, местами довольно значительное проявление постседиментационной гергеитовой, полигалитовой, глазеритовой и сингенитовой минерализации. Разрез нижней пачки завершает горизонт борно-калийных солей нижняя залежь. Подземными выработками залежь прослежена по простиранию на протяжении около 2,5 км. Структурное положение залежи (лежачее крыло синклинали) обусловило ее относительно слабую тектоническую нарушенность. По простиранию состав залежи непостоянен; по преобладающему типу калийномагниевых солей в ее пределах выделяются три зоны: кизерит-карналлитовая, сильвин-галитовая и лангбейнит-галитовая. Строение каждой зоны неоднородно (фиг. 24). В кизерит-карналлитовой (см. фиг. 24, 1, 111) выделяются участки, сложенные брекчиевидной бороносной галит-кизерит-карналлитовой и слабо-бороносной кизерит-гелит-карналлитовой породами. Для всей зоны характерно брекчиевидное строение залежи. В качестве "обломков" присутствуют каменная соль, карбонатные (доломито-магнезитовые) и ангидритовые породы, тонкогоризонтально-слоистые борацит-кизерит-галитовые и кизерит-борацитовые породы (табл. ХІ. І). В виде желваков отмечается преображенскит. В сильрин-галитовой зоне выделяются участки, сложенные сильвин-галитовой породой с редкими гнездами каинита и слабой калиборитовой, ашаритовой и гидроборацитовой минерализацией (см. фиг. 24,11); лангбейнитовым и каинитовым сильвинитом с преимущественной калиборитовой минерализацией (присутствуют также сульфоборит и ашарит) (см. фиг. 24, IV); слабобороносным сильвинитом с ашаритовой минерализацией (см. фит. 24, V), в этом случае мошность залежи резко сокращается до 0,3 м; глазеритовым сильвинитом с полителитом и сравнительно слабой рассеянной калиборитовой, реже ашаритовой и сульфоборитовой минерализацией (см. фиг. 24, VI); слабобороносным сильвинитом с полигалитом и неравномерно рассеянной борной (ашаритовой, сульфоборитовой и калиборитовой) минерализацией (см. фиг. 24, VII). Зона сульфатов К и Мg (см. фиг. 24, VIII) представлена бороносной каинит-лангбейнит-галитовой породой с примесью шенита и левеита; борная минерализация (калиборит, ашарит, сульфоборит) - неравномерно рассеянная, реже гнездовая. Далее по простиранию лангбейнит-галитовый состав залежи сменяется каинит-кизерит-галитовым, кизерит-галит-карналлитовым и каннит-галитовым. Каждая из перечисленных зон характеризуется определенным, преобладающим типом борной минерализации: кизерит-карналлитовая - борацитовой и преображенскитовой, сильвин- и лангбейнит-галитовая -


Фиг. 24. Схема строения нижней залежи борно-калийно-магниевых солей (по В.М. Бочарову); состав фракций <0,001 мм, выделенных из глинистых включений и пепловых туфов, связанных с залежью; состав поровых вод

А - состав основных компонентов поровых вод (по М.Г. Валяшко и др. [1976]); Б - состав фракций <0,001 мм пепловых туфов: 1 - лейкофиллит; 2 - хлорит-монтмориллонит; 3 - хлорит-разбухающий хлорит; 4 - монтмориллонит; 5 - серпентин; 6 - место отбора образцов пепловых туфов; 7 - место отбора образцов из глинистых включений в солях. В - состав фракций <0,001 мм глинистых включений внутри залежи: Т - гидратированный тальк; С - серпентин; Гт - минерал из группы гидроталькита; Хл - хлорит; Хл-М - хлорит-монтмориллонит; Хл-Рхл - хлорит-разбухающий хлорит. Объяснение римских цифр (I-VIII) см. в тексте. Звездочкой показана основная фаза

калиборитовой. Мощность залежи меняется от 0,3 до 18 м. Мощность всей нижней ритмолачки 100-400 м.

Нижняя половина средней ритмопачки представлена каменной солью (180-260 м) с единичными маломошными и слабобороносными сильвин-галитовыми линзами в основании. В верхней части каменная соль вмещает линзовидную промежуточную борно-калийную залежь, представленную брекчиевидной породой полигалит-сильвин-галитового состава с примесью кизерита и каинита, борацитовой и калиборитовой минерализацией. В целом залежь характеризуется значительными колебаниями количественных соотношений слагакщих ее пород. Верхняя половина средней ритмопачки сложена каменной солью переменной мошности (50-250 м), содержащей по всему разрезу линзовидные пласты и линзы бороносных и борно-калийных солей. Характерными являются залегающий в основании пласт слабобороносной каменной соли с полигалитом – "ашарит-полигалитовый" горизонт (5-30 м) и венчающий разрез пачки горизонт с гергеитом непостоянной мошности (от 0 до 50-60 м). Общая мошность средней ритмопачки 210-480 м.

Верхняя ритмопачка сложена каменной солью, в которой выделяются единичные слабобороносные линзы полигалитовых, сильвин-галитовых пород и будинированные прослои глинисто-карбонатно-ангидритовых пород. Участками наблюдается редкая вкрапленность гергеита. Характерным является пласт каменной соли мощностью 20-50 м со значительным количеством линз и гнезд полигалита, с неравномерной гергеитовой, сингенитовой и гидроборацитовой минерализацией. На одном из участков ему соответствуют два пласта калийно-магниевых солей мощностью по 5-6 м, разделенные 15-метровым слоем каменной соли. Нижний пласт представлен бороносной гелит-карналлитовой породой, верхний – бишофитовой и карналлитовой породами. Завершает разрез верхней бороносной пачки верхняя борно-калийная залежь. Она представлена в основном галитовой породой с примесью ангидрита и глинисто-карбонатного материала. Бороносность обусловлена ашаритом и в незначительной степени сульфоборитом и гидроборацитом. По простиранию галитовая порода переходит в полигалит-галитовую с глауберитом и ангидритом. В этих случаях бороносность определяется гидроборацитом и калиборитом. Мощность залежи 10-22 мм. Мошность верхней ритмопачки 210-480 м.

Таким образом, все исследователи признают, что в пределах шушактауской пачки кургантауской свиты соотношение между пластами нижней, средней и верхней залежей борно-калийных солей стратитрафическое: с юго-западан на северо-восток происходит последовательное наращивание соленосного разреза данной пачки. Вместе с тем проведенное нами изучение состава глинистых прослоев и включений среди соляных пород, а также состава тонкодисперсных фракций пирокластических пород позволило высказать предположение о возможном повторении в разрезе указанных горизонтов и о структурных взаимоотношениях между ними. Это предположение подтвердилось предварительными картировочными работами, проведенными в 1979 г. Всесоюзным научно-исследовательским институтом галургии. В связи с этим вместо наименований "нижняя", "средняя" и "верхняя" бороносные залежи предложены географические наименования: юго-западная, центральная и северо-восточная (Н.М. Джиноридзе, устное сообщение). В работе, однако, сохранены первые названия.

ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛИНИСТЫХ ПРОСЛОЕВ

В разрезе соленосной толщи, отражающей хемогенный тип седиментации, отсутствуют прослои песчаных и алевролитовых пород. Прослои же глинистых пород всегда маломощны, линзовидны и не выдержаны по простиранию, будинированы. Большинство из них приурочено к горизонтам и линзам калийно-магниевых и борно-калийных солей. В "нижней" залежи отмечается увеличение количества глинистых включений в карналлитовой зоне, в зоне же развития лангбейнит-галитовых пород они более редки. Глинистые линзы в калийно-магниевых солях по строению представляют собой, как правило, серию цепочкообразно расположенных отдельных глинистых включений округлой формы с резкими контурами (табл. XI, 2, 3). Размер таких включений от 1-2 до 5-7 см. Мошность линз, обогащенных глинистыми включениями, не превышает 10-15 см. Исключение составляют три глинистые линзы, расположенные в нижней (обр. 5/75), средней (обр. 355) и верхней (обр. 309) частях разреза, мошность которых достигает 3 м. Во вмещающих породах они залегают крайне своеобразно, "пятнами", не прослеживаются по простиранию ни шахтными выработками, ни скважинами. Эти линзы выделяются и по составу присутствующих в них глинистых минералов.

Глинистые включения, как правило, имеют темно-серый до черного цвет, обусловленный довольно высоким (2-9,6%) содержанием органического выцества. В шлифах видно, что среди основной глинистой массы в большом количестве присутствуют мелкие (до 0,1 мм) бурые обрывки растительной ткани, а также споры и пыльца.

В лаборатории палеофлористики ГИН АН СССР для одного образца галопелита из нижней залежи (обр. 336) А.В. Гоманьковым был выполнен спорово-пыльцевой анализ, который показал, что в образце основную часть комплекса микрофоссилий составляют акритархи родов Tasmanites и Inderites. Известно, что акритархи встречаются только в морских отложениях и обычно связаны с тонкозернистыми терригенными осадками, содержащими мелководную фауну. В наибольшем количестве встречаются они в районах соленакопления [Абрамова, Марченко, 1964]. Возможно, часто наблюдаемые в шлифах многочисленные бурые удлиненные и бесформенные органические остатки принадлежат водорослям. В спорово-пыльцевой части комплекса содержание основных групп следующее: Sporites - 10%, Monosaccites - 4%, Disacciatrileti - 21%, Disaccitrileti - 4%, Striatiti (без Vittatina) - 35%, Vittatina - 26%. Таблица 20 Элементарный состав битума

	Экстракци	н спиртобензо	лом (1:2)		
Образец	навеска породы, г	навеска получено породы, г битума, г % битума		Битум	
302 363	125 158	1,7842 2,3841	1,43 1,51	Темно-коричневый, вязкий То же, менее вязкий	

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории микроэлементарного анализа ИГИ.

Таблида 21

Результаты определения азота, водорода и углерода в обр. 327

		Пој	рода		
Навеска, мг	Объем азо мл	ота, Давле	ние, мм	Температура, •С	% азота
9,010	0,180	7:	52	22	2,24 <u>+</u> 0,5
		Фракци	я <0 , 001	. MM	
7,370	0,200	74	1 0	22	2 ,98<u>+</u>0, 5
7,690	0,200	74	10	22	3 ,15<u>+</u>0, 5
		Пс	рода		<u></u>
Hereove	H ₂ O	co ₂	Н	,C	Несгораемый
Habecka, MI	1	M r		%	OCTATOK, MT
7,995 14,770	1170 2040	1,370 2,390	1,6 1,5	3 4,67 4 4,41	6,485 11,900
Π					

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории органического микроанализа химического факультета МГУ.

Буроватый цвет глинистых линэ часто бывает обусловлен неравномерной их битуминозностью. Экстрагирование пяти образцов спиртобензолом показало присутствие в них битума темно-коричневого, вязкого, в количестве 1,4-1,7%. Для двух образцов был выполнен микроэлементарный анализ; битумы характеризуются высоким содержанием O+N+S (табл. 20).

Для одного образца (327), имеющего сложный минералогический состав, в лаборатории органического микроанализа химического факультета МГУ было проведено количественное определение NH₄ методом отгонки. Исследования показали, что и в породе, и во фракции <0,001 мм присутствуют ионы аммония (1,5-2%). Данные количественного анализа подтверждаются результатами определения азота в образце (табл. 21). Общее содержание азота в породе составляет 2,24±0,5%, а во фракции <0,001 мм - 2,98-3,15±0,5%. При этом часть азота, очевидно, входит в состав органических соединений, на что указывают повышенные содержания водорода (1,63-1,54%) и углерода (4,41-4,67%) (см. табл. 21). Экстрагирование обр. 327 спиртобензолом (1:2) подтвердило наличие битума.

Микроскопическое изучение глинистых включений показало большую роль в их строении пирокластического материала, либо присутствующего в виде примеси

		Элементарн	ый состав	битума, %			
	с	Н	S	N	0	S+O+N	С/Н
-	78,40 76,24	10,45 10,28	4,72 7,25	0,97 0,64	5,46 5,59	11,15 13,48	7,5 7,5

к территенному, либо образующего самостоятельные прослои. В "промежуточной" к "верхней" залежах, в борно-калийных и калийно-магниевых линзах средней и верхней ритмопачек, многие глинистые включения обладают туффитовой структурой. В большем или меньшем количестве присутствуют обломки свежего неразложенного андезитового стекла с n' = 1,523-1,529, слабо гидратированный биотит, апатит, пикотит, что позволяет говорить о поступлении в бассейн седиментации наряду с терригенным материалом продуктов вулканизма с щелочноосновным составом лав. В некоторых случаях в иммерсионных препаратах можно наблюдать развитие спутанно-волокнистых глинистых агрегатов по стекловатому базису. Тогда показатель преломления сохранившихся неизмененными участков стекол не превышает 1,520. Оптические характеристики минерала ($Ng \approx$ \approx 1,556, $Np \approx$ 1,546), а также рентгеновские данные позволили отнести минерал к группе сериентина.

Кроме того, в разрезе свиты установлен ряд прослоев вулкано-пирокластического (пеплового) материала, впервые выделенных И.И. Халтуриной и В.М. Бочаровым.

АУТИГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ ГЛИНИСТЫХ ЛИНЗ

Наиболее обычными аутигенными минералами нерастворимых остатков галопелитов являются ангидрит, полигелит, магнезит, реже доломит, а также бораты Mg, K и Ca. Их описание не входит в задачу настоящей работы, так же как и описание аутигенных минералов собственно соляных пород. Однако на краткой характеристике некоторых из них, изучение которых в дальнейшем может иметь важное индикаторное значение, следует остановиться.

Гергеит, редкий минерал состава $K_2SO_4 \cdot 5C_aSO_4 \cdot H_2O$, впервые обнаруженный и описанный в соленосной толще купола Индер В.В. Лобановой и Я.Я. Яржемским [1958]. Он образует довольно выдержанные по простиранию горизонты и зоны массового скопления среди галитовых и галит-ангидритовых пород. Кристаллы гергеита, как правило, содержат обильные включения галита. В шлифах часто можно наблюдать как бы взаимное прорастание галита и гергеита, что свидетельствует, скорее всего, об их одновременном образовании. Некоторыми горными выработками вскрыты камеры, выполненные сростками крупных кристаллов гергеита с желваками гидроборацита. Этот минерал, безусловно, заслуживает дальнейшего детального изучения, а его генезис - расшифровки.

С горизонтами калийно-магниевых солей связано присутствие селл ашта (MgF₂), причем совершенно отчетливо проявляется его связь с борсодержащими породами. Петрографическое описание селлаита дано в работе В.В. Лобановой и Я.Я. Яр-жемского [1958]. Эти исследователи допускают термальный источник фтора.

В нерастворимом остатке каменной соли, содержащей прослой пеплового материала, нами обнаружен новый борный минерал из группы борацита. Минерал встречается в виде хорошо образованных кристаллов или их сростков псевдокубической формы (табл. XII). Максимальный размер кристаллов 0,20×0,25 мм. Наиболее распространенной формой является комбинация тетрагональной призмы и тетрагонального тетраэдра с преимущественным развитием граней призмы. Значительно реже присутствуют кристаллы с преобладанием граней тетраэдра и слабо развитыми гранями призмы. Минерал бесцветный и розоватый, с алмазным блеском, довольно хрупкий. Удельный вес его, определенный в градиентной трубке, составляет 2,694±0,03 г/см³. В иммерсионных препаратах он характеризуется неоднородным, зональным и агрегатным строением, что затрудняет его оптическое изучение. Минерал двуосный, отрицательный, с большим углом $2V; Ng \approx 1,715, Np \approx 1,703$, однако в отдельных кристаллах эти значения выше и составляют $Ng \approx 1,725, Np \approx 1,718$. Идентификация минерала пока не закончена. По данным рентгеновского анализа, он близок к борату, описанному В.Н. Дубининой [1969] из соленосной толщи Верхнекамского месторождения и отнесенному ею к группе эрикаита-чемберсита. Однако оптические и физические характеристики бората из Соленосной толщи купола Индер несколько отличаются от таковых для бората из Верхнекамского месторождения. Диагностика минерала будет возможна после получения данных химического анализа.

Исключительный интерес представляет минерал, впервые обнаруженный нами в соленосных отложениях. Это минерал из группы гидроталькита – манассеит. На его характеристике остановимся подробнее.

Манассент

Минералы группы гидроталькита имеют общую теоретическую формулу: $[Mg_6R_2^{3+}(OH)_{16}]^{2+}[CO_3]^{2-} \cdot nH_2O$,где $R^{3+} - AI$, Fe, Cr [Минералы, 1967]. Эта группа включает три изоморфных ряда, в каждом из которых выделяются по две диморфные группы: ромбоэдрическая и гексагональная. Ромбоэдрические минералы: гидроталькит ($R_2^{3+} - AI$), пироаурит ($R_2^{3+} - Fe$), стихтит ($R_2^{3+} - Cr$); гексагональные: манассеит ($R_2^{3+} - AI$), шегренит ($R_2^{3+} - Fe$) и барбертонит ($R_2^{3+} - Cr$). Структура минералов представляет собой сочетание бруситоподобных положительно заряженных слоев [$Mg_6R_2^{3+}(OH)_{16}$]²⁺ и отрицательно заряженных межслоев [CO_3]^{2-×} × nH_2O [Allmann, Lohse, 1966; Allmann, Jepsen, 1969].

Минералы группы гидроталькита установлены в ряде серпентинитовых массивов [Курнаков, Черных, 1926; Москалева, Иванова, 1968; Иванова, Москалева, 1970; Витовская, Цепин, 1976; Aminoff, Broome, 1930; Read, Dixon, 1933; Frondel, 1941; Максимовић, 1962; Černý, 1963; Scaini et al., 1967; Allmann, 1962, 1969], где их генезис, как правило, связывается с процессами гидротермального метаморфизма ультраосновных пород. Известны также находки пироаурита в доломитизированных известняках Швеции и кимберлитах Якутии [Ровша, Футергендлер, 1963]. Кроме этих минералов, Р. Альманом [Allmann, 1977] описан минерал состава $[Ca_2Al(OH)_6]^+ [\frac{1}{2}SO_4 \cdot 3H_2O]^-$, а С. Коритнигом [Koritnig, 1976] в серпентинитах установлен новый гидратированный Mg-Al ми-

нерал (мейкснерит) состава Мg₆Al₂(OH)₁₈.4H₂O, в межслоевых позициях которого компенсирующий заряд несут OH-группы.

Близким к минералам группы гидроталькита является кёненит, минерал сложного и окончательно не установленного состава: $Mg_5[X_3Al_2(Cl, Br)_6(OH)_{11}]_2$. $\cdot nH_2O$, где X $-Na_2$, K₂, Ca, Sr, Mg [Kühn, 1961]. Кёненит известен только в соленосных отложениях – в калийных горизонтах цехштейна [Kühn, 1951, 1961; Lohse, Burzlaff, 1960] и карналлитах девонской соленосной толци Саскачеван Канады [Wardlaw, Scherdthner, 1963]. Продукт изменения кёненита Р. Альман и X. Лозе [Allmann, Lohse, 1966] назвали хлор-манассеитом (или U1)... Последний имеет такую же порошкограмму, как и манассеит, но в его структуре вместо анионов CO_3^2 - содержатся анионы CI-. В природных условиях хлор-манассеит был установлен в железорудных скарнах в бассейне среднего течения р. Ангары [Феоктистов и др., 1979]. Его состав выражается формулой: (Mg, Fe)₅Al₃(OH)₁₆ (Cl, OH, 1/2CO₃)₃. 3H₂O.

Почти все известные в настоящее время находки гидроталькита и манассеита связаны с серпентинитами [Курнаков, Черных, 1926; Максимовић, 1962; Čemý, 1963; Scaini et al., 1967]. Термографические исследования серпентинитов Ка-76 захстана [Иванова, Москалева, 1970] показали широкое развитие минералов группы гидроталькита в гидротермально измененных ультраосновных породах, в которых волокнистые массы минералов находятся в тесном срастании с серпентином, и поэтому их часто пропускают при оптических исследованиях. Как правило, гидроталькит и манассеит присутствуют в образщах совместно, образуя, по данным Г. Аминова и Б. Бруме [Aminoff, Broome, 1930], субмикроскопические сростки. Однако известны и "чистые" разности минералов. Гидроталькит без примеси манассеита описан Р. Черни [Čemý, 1963] в кварц-олигоклазовом пегматитовом теле среди серпентинитов Вежне в Западной Моравии, а также Г. Скайни и др. [Scaini et .al., 1967] в приконтактовой зоне базальтовой интрузии с известняками триаса около Тонещи (Италия). В Норвегии в единичных образцах из Снарума установлен манассеит без примеси гидроталькита в виде деформированных фиброподобных масс [Иванова, Москалева, 1970; Frondel, 1941].

Все описанные в литературе природные образцы гидроталькита и манассеита содержат в межслоях комплексные анионы [CO_3]²⁻ $\cdot n$ H₂O. С. Миата и А. Окада [Miyata, Okada, 1977] синтезировали гидроталькито- и манассеитоподобные минералы, содержащие в межслоях двухвалентные анионы SO_4^{2-} и CrO_4^{2-} . Извест- ны также синтетические продукты, содержащие моновалентные анионы NO_3^{-} , CI^{-} и ClO_4^{-} [Kobo et al., 1969].

Согласно литературным данным, ромбоздрический гидроталькит, в структуре которого межслоевым анионом является CO_3^{2-} , характеризуется значением параметра $c_0 = 22,81-23,07$ Å [Aminoff, Broome, 1930; Frondel, 1941; Allmann, Jepsen, 1969], тогда как значение этого параметра в случае межслоевого аниона SO_4^2 составляет 25,97-26,79 Å [Miyata, Okada, 1977; Allmann, 1977]. Гексагональный манассеит характеризуется значениями $c_0 = 15,34$ Å в том случае, если межслоевым анионом является CO_3 [Frondel, 1941], и $c_0 = 17,8$ Å, если – SO_4 [Miyata, Okada, 1977]. Значение параметра *а* для обоих минералов – 3,04 Å.

Нами в соленосных отложениях купола Индер в глинистых линзах среди залежей борно-калийно-магниевых солей впервые в осадочных породах обнаружен и исследован манассеит необычного состава. Следует подчеркнуть, что все ранее известные находки как гидроталькита, так и манассеита (кроме гидроталькита из Западной Моравии) представляли собой волокнистые и пластинчатые агрегаты, находящиеся в сростках с серпентином. В соленосных отложениях манассеит встречен в виде хорошо ограненных кристаллов, что позволило провести его более детальное изучение.

При просмотре в иммерсионных препаратах фракций >0,01 мм, выделенных из глинистых включений среди залежей борно-калийно-магниевых солей, отмечалось присутствие минерала, показатели преломления которого варьировали в широких пределах. Как правило, содержание его в этих фракциях незначительно. Исключение составляют две глинистые линзы, одна из которых расположена в зоне развития галит-лангбейнитовых пород (см. фиг. 24, обр. 15), другая – галит-карналлитовых (см. фиг. 24, обр. 336).

Для получения мономинеральных фракций манассеита Е.Ф. Долгопольской (лаборатория геоминералогии ГИН АН СССР) было проведено разделение легкой фракции ($\rho < 2,25$ г/см³) нерастворимого в воде остатка обр. 336 с применением метода страт [Кац, 1977; Кац, Долгопольская, 1979]. В пределах размерной фракции 0,05-0,07 мм было выделено 19 плотностных фракций в области значений 1,83 $\leq \rho \leq 2,25$ г/см³ с шагом ~0,02 г/см³:

1	< 1, 834	11	2,115-2,138
2	1,834-1,877	12	2,138-2,149
З	1,877-1,9 20	13	2,149-2,161
4	1,920-1,960	14	2,161-2,172
5	1,960-2,006	15	2,172-2,184
6	2,006-2,027	16	2,184-2,195
7	2,02 7- 2,049	17	2,195-2,207
8	2,049-2,070	18	2,207-2,230
9	2,070-2,092	19	2,230-2,252
10	2,092-2,115		

Оптическое, рентгеновское и химическое изучение полученных фракций показало, что они представлены манассеитом неизвестного ранее состава.

Габитус кристаллов пирамидально-призматический. Наиболее редко встречаюшейся формой является трехгранная призма с равносторонним треугольником в сечении, наиболее часто – шестигранная пирамида и комбинация шестигранной пирамиды и шестигранной призмы. Наблюдаются также кристаллы, представляюшие собой комбинацию 12-гранной призмы и нескольких шестигранных пирамид В полеречных сечениях таких кристаллов находятся гексагон или дигексагон. В табл. XIII и XIV приведены фотографии отдельных кристаллов манассеита и его сечений. Очевидно, идеальный кристалл манассеита представляет собой сочетание следующих простых форм: двух моноэдров, дигексагональной призмы и нескольких гексагональных пирамид.

Минерал имеет слюдоподобное чешуйчатое строение. Грани призмы несут характерную штриховатость. В сканирующем электронном микроскопе на этих гранях видна система отдельных полостей-пустот (табл. XIV). По спайности минерал легко расщепляется на пластины, в связи с чем в иммерсионных преларатах довольно редко наблюдаются кристаллы с полным развитием всех граней; чаще всего видны лишь отдельные их фрагменты. Края пластин часто деформированы. Расслаивание минерала и "заворачивание" тонких пластинок настолько сильно, что даже некоторые фигуры, лежащие на базе, обнаруживают поляризацию по периферии граней призмы. Во фракциях, характеризующихся самыми низкими значениями ρ (1,83-2,09 г/см³), сосредоточены главным образом тонкие 1 ексагональные и дигексагональные пластины; с увеличением эначений ρ возрастает доля пирамидально-призматических кристаллов. Одновременно с этим появляются деформированные кристаллы с расщепленными и корродированными гранями моноэдров, на которых видно образование мелких агрегатов кварца, реже халцедона (табл. XIV). В размерно-плотностных фракциях, характеризующихся значениями 2,17 "минерализованы" кварцем и халцедоном.

Минерал одноосный, положительный; $Np \parallel C$. Показатель преломления варьирует в широких пределах: в одном и том же сечении он за 10-15 мин изменяется от 1,528±0,002 до 1,490±0,003, что связано с постепенным проникновением иммерсионных жидкостей в полости между пластинами кристаллов манассеита. Очевидно, именно этим и объясняются большие расхождения в значениях Ng и Np, приводимых различными исследователями (табл. 22). Замеренные нами сразу же после приготовления препаратов константы минерала имеют значения $Ng = 1,528\pm0,002$; $Np = 1,513\pm0,003$.

На фиг. 25 приведена серия дифрактограмм от ориентированных препаратов для некоторых из выделенных плотностных фракций. На этих дифрактограммах постоянно регистрируются две целочисленные серии базальных отражений с d(001) = 15,12 и 18,40 Å, появление которых обусловлено CO_3 -и SO_4 -содержащими разновидностями манассеита. При этом фракции в пределах значений 2,14≼ρ≤2,18 г/см³ содержат почти исключительно СО₂-манассеит, поскольку на соответствующих дифрактограммах четко выделяются только базальные отражения четных порядков с d = 7,56; 3,78 и 2,52 Å. По мере уменьщения плотности фракций интенсивность серии отражений с d (002) = 7,56 Å последовательно уменьшается, а рефлексов с d (00l), кратными 18,4 Å, возрастает. Этот факт отражает увеличение содержания в более легких фракциях более гидротированной и поэтому характеризующейся меньшей плотностью SO₄-разновидности манассеита. Полученные данные находятся в хорошем соответствии с результатами изучения природных и синтетических CO3- и SO4-форм манассеита [Aminoff, Broome, 1930; Frondel, 1941; Allmann, Jepsen, 1969; Allmann, 1977; Miyata, Okada, 1977].

Для более детальной характеристики этих форм манассеита был получен ряд порошковых дифрактограмм. В частности, на фиг. 26 приведены порошковые дифрактограммы от фракции >0,05 мм до ее более дробного разделения по плотности и от двух плотностных фракций со значениями $2,14 \le \rho \le 2,15$ и $2,17 \le \rho \le \le 2,18$ г/см³, содержащих преимущественно CO₃-манассеит. Их индицирование позволило определить параметры элементарной ячейки: a = 3,042; c = 15,12 Å 78

OIIIMACKNE N IM	отностные лара	ктеристики тид	polaliskula r	Manaccenta
Минерал, место- рождение	Ng	Np	<i>ρ</i> ; г∕см ³	Литературный источник
Гидроталькит, Сна- рум Гидроталькит, Конгсберг	1,516 <u>+</u> 0,003 1,510 <u>+</u> 0,003	1,504 <u>+</u> 0,003 1,495 <u>+</u> 0,003		По данным E.C.Лар- сена и E. Манассе [Frondel, 1941]
Гидроталькит, Сна- рум	1,518-1,510	1,502-1,495		[Frondel, 1941]
Манассеит, Снарум	1,524	1,510	2,05 <u>+</u> 0,05	
Гидроталькиты, І Тонещи IIA IIB	1,529 1,538 1,541	1,526 1,536 1,539	2,15-2,20	[Scaini et al., 1967]
Гидроталькит, Вежне	1,531-1,52 3	1,529-1,519	2,09	[Černý, 1963]
Гидроталькит из ас бестовых копий Баженова (Урал) Гидроталькит, Сна- рум	Ng - Np = 0,01 $Ng - Np = 0,01$	48 52	2,21-2,027	[Курнаков, Черных, 1926]
Манассеит из соле- носных отложений купода Индер	1,528<u>+</u>0,002	1,513 <u>+</u> 0,003	1,92-2,09	Т.Н. Соколова, настоящая работа

Таблица 22 Оптические и плотностные характеристики гидроталькита и манассеит.

и возможную пространственную симметрию Pc_3/mmc структуры минерала. В табл. 23 приведены индексы отражений *hkl*, рассчитанные и экспериментально измеренные межплоскостные расстояния d(hkl), хорошее соответствие между которыми характеризует принадлежность исследуемой фазы к CO_3 -манассеиту. Более гидратированную SO_4 -форму минерала выделить в чистом виде не удалось. Порошковые дифрактограммы от смеси двух разновидностей манассеита содержат ряд дополнительных (по сравнению с дифракционной картиной CO_3 -манассеита) отражений, которые можно проиндицировать в элементарной ячейке с параметрами: a = 3.04; c = 18,40 Å, соответствующими, очевидно, SO_4 -содержащей разновидности манассеита (см. табл. 23).

Следует отметить некоторые структурные и кристаллохимические особенности манассеитов. Прежде всего необычным является наличие на дифракционной картине SO₄-манассеита нечетных порядков базальных отражений с d = 18,40; 6,20; 3,69 и 2,64 Å (см. фиг. 25,4-3). Это свидетельствует о гетерогенности состава смежных межслоевых промежутков в структуре минерала. По-видимому, в данной разновидности межслои заполнены не только анионами SO₄, но и CO₃. Возможно, что анионы SO₄ и CO₃ имеются в каждом межслое, но их соотношение в соседних межслоях разное. При этом межслои разного состава всегда чередуются по закону ABAB..., о чем свидетельствует строгая целочисленность базальных отражений. Косвенным подтверждением этого предположения может служить то обстоятельство, что на дифрактограммах некоторых фракций наряду с основной серией отражений с d (OO1) = 18,40 Å регистрируются целочисленные серии рефлексов с d (OO1) = 16,40-16,70 и 20,40 Å (см. фиг. 25, *E*, *K*), что может быть связано с различной степенью изоморфных замещений SO₄ на CO₃.



Фиг. 25. Дифрактограммы ориентированных природных препаратов плотностных фракций обр. 336, содержащих манассеит

Пределы значений плотности для каждой фракции (г/см³): $A = 2,17 \le \rho \le 2,18$; $B = 2,16 \le \rho \le 2,17$; $B = 2,14 \le \rho \le 2,15$; $\Gamma = 2,09 \le \rho \le 2,11$; $I = 2,07 \le \rho \le 2,09$; $E, X = 2,05 \le \rho \le 2,07$; $3 = 1,88 \le \rho \le 1,92$

Другой важной кристаллохимической особенностью минералов является необычно высокий положительный заряд индивидуальных бруситовых слоев, обусловленный замещениями Mg^{2+} на Al^{3+} . Во всех известных до сих пор гидроталькитах и манассеитах отношение Mg: Al составляло 3:1 (табл. 24). Манассеиты из соленосных отложений, имеющие идеальную формулу $[Mg_4Al_2(OH)_{12}]^{2+}[A]^{2-} \cdot nH_2O$, характеризуются величиной Mg: Al = 2:1 (здесь A – анионы CO_3 и SO_4 , сумма

	CO3-MA	нассент	so ₄ .	-манассент
hki	^d _p	<i>d</i> ₃	^d p	<i>d</i> 3
002	7,56	7,56	9,22	9,20
003		·	6.15	6.20
004	3,78	3,78	4.61	4,63
005		•	3,69	3,69
006	2,52	2,519	3,076	3,09
D 07			2,636	2,64
008	1,890	1,888	2,306	-
00	2,632	-	2,633	-
10 1	2,597	2,598	2,606	-
102	2,486	2,486	2,532	-
.03	2,334	2,332	2,420	2,426
.04	2,160	2,161	2,287	2,281
.05	1,987	1,988	2,143	2,14
.06	1,821	1,821	2,00	2,00
.0 7	1,670	-	1,863	1,864
.08	1,536	1,536	1,735	-
109	1,416	1,412	1,618	-
.0.10	1,311	1,311	1,511	-
10	1,521	1,521	1,520	1,521
.12	1,490	1,491	1,500	-
.14	1,410	1,411	1,444	-
200	1,316	1,312	1,316	1,312

Таблица 23 Индексы отражений, рассчитанные $(d_{\rm p})$ и экспериментальные $(d_{\rm p})$ межплос-костные расстояния для ${\rm CO}_3-$ и ${\rm SO}_4-$ манассента

Таюблица 24

Химический состав (в %) и структурные формулы гидроталькита и манассеита по литературным данным

	Конгсберг,	Cuanu	Illoorug	Tc	неппи, Ита	лия	Вежне, За-	
	Норвегия	Сварум	г швеция	I	II A	II B	Моравия	
Компо- нент	[Fr	ondel, 1941]	[Sca	aini et al., 1	967]	[Čemý,1963]	
	Гидроталы нассеит	кит + ма-	Манассеит		Гидроталькит			
MgO	39,72	39,84	39,38	33,25	37,59	37, 23	36,2	
FeO	0,28							
Fe ₂ 03	1,89	0,90	0,21	0,24	3,92	4,50		
Al_2O_3	15,32	15,16	16,59	24,17	15,02	14,75	22,4	
co_2	7,60	7,26	7,48	7,99	7,84	5,98	41,4	
H ₂ O+	35,46	36,83	36,34	34,35	35,63	37,54		
Сумма	100,27	99,99	100,00	100,00	100,00	100,00	100,0	
Mg ^{VI}	4,52	4,58	4,51	3,82	4,40	4,38		
AI ^{VI}	1,37	1,37	1,49	2,18	1,37	1,36		
Fe ³⁺	0,11	0,05			0,23	0,26		
co_{3}^{2-}	0,74	0,71	0,75	1,09	0,80	0,81		



Фиг. 26. Порошкограммы плотностных фракций обр. 336, содержащих манассеит Пределы значений плотности для каждой фракции (г/см³): А - р ≤ 2,25; В - 2,14 ≤ ρ ≤ 2,15; В - 2,17 ≤ ρ ≤ 2,18

которых равна единице). Реальные структурные формулы манассеита, рассчитанные на основании данных химических анализов (табл. 25) фракций с плотностными характеристиками $2,15 \le \rho \le 2,16$ г/см³ и $2,14 \le \rho \le 2,15$ г/см³, имеют вид. $[Mg_{3,95}A_{2,05}(OH)_{12}][(CO_3)_{0,91}(SO_4)_{0,12}] \cdot nH_2O$ и $[Mg_{3,93}A_{12,07}(OH)_{12}]$ $[(CO_3)_{0,83}(SO_4)_{0,20}] \cdot nH_2O$ соответственно. Для более легких фракций из-за малого их количества были определены только содержания CO_2 и SO_3 , что позволило оценить приближенные химические формулы содержащихся в них форм манассеита. Для фракции плотностного интервала $2,11 \le p \le 2,13$ г/см³, характеризующейся величинами $CO_2 = 5,74$ и $SO_3 = 4,63\%$, формула имеет вид: $[Mg_4Al_2(OH)_{12}][(CO_3)_{0,7}(SO_4)_{0,3}] \cdot nH_2O;$ для фракции со значением $2,09 \le p \le \le 2,11$ г/см³, в которой $CO_2 = 1,73$ и $SO_3 = 1,90\%$, - $[Mg_4Al_2(OH)_{12}]$ $[(CO_3)_{0,6}(SO_4)_{0,4}] \cdot nH_2O$. Низкие содержания CO_2 и SO_3 в последней фракции 82



Фиг. 27. Кривые нагревания и потери веса манассеита (A – обр. 336, фракция > 0,05 мм, ρ <2,25 г/см, навеска = 200 мг) и гидроталькита (B – обр. 8/5, фракция 0,002–0,005 мм, навеска = 250 мг)

Таблица 25 Химический состав (в %) плотностных франций обр. 336, содержащих манассеит

	Фракция, мм									
Kongonena	0,05-0,01		0,05-0,07							
NOMIONENT	Плотность, г/см ³									
	ρ < 2,25	ρ < 2,25	2 ,15 ≼ <i>ρ</i> ≼ 2,16	2,14 ≼ <i>ρ</i> ≼2,15						
SiO ₂	24,40	25,11	4,37	3,12						
TiO ₂	0,23	0 ,1 8	0,20	0,20						
Al_2O_3	15,48	15,34	20,27	21,28						
Fe ₂ O ₃	1,85	1,55	0,19	Her						
FeO	0,24	Нет	Нет	•						
MnO	0,01	0,01	•	•						
CaO	Нет	Нет	*	•						
MgO	23,29	24,17	31,38	31,77						
Na ₂ O	0,08	0,08	0,08	0,08						
к ₂ о	0,28	0,23	0,21	0,12						
^H 2 ^{O+}			32,13	31,41						
н ₂ 0-			0,84	1,77						
c	32,81	31,34	Нет	0,06						
co_2			7,77	7,08						
so ₃	1,18	1,52	1,84	3,16						
Сумма	99,85	99,53	100,05	99,71						

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ПИН АН СССР. Аналитик К.А. Степанова.

объясняются тем, что в ней присутствует комплекс микрофоссилий. Следует отметить, что наличие в химических анализах окислов SiO₂ (ом. табл. 25) связано с кварцем, присутствие которого четко фиксируется на соответствующих рентгенограммах и определялось независимо химическим методом. К сожалению, отсутствие чистых разновидностей 18,4 А фазы не позволило определить ее кристаллохимическую формулу, тогда как для CO₃-манассеита она, очевидно, имеет вид: [Mg4Al₂(OH)₁₂]²⁺ [CO₃]²⁻. nH₂O.

Дифференциальные кривые нагревания и потери веса манассеита приведены на фиг. 27. В интервале 20-180°С отмечается постепенное удаление низкотемпературной воды в количестве около 1%; при 180-340°С происходит удаление кристаллизационной воды ~12%; самый интенсивный эндотермический пик фиксируется при 280°С. В интервале 340-460°С на кривых TG наблюдается более плавная потеря веса (~9%), обусловленная выделением гидроксильных иснов, координирующих катионы Al, с пиком около 380°С; от 460 до 540°С наблюдается еще один интенсивный эндотермический эффект с пиком при 500°С, соответствующий выделению гидроксильных групп, связанных с катионами Mg, и комплексных анионов CO₃ и SO₄; потеря веса в этом интервале составляет ~16%. В интервале 540-600°С наблюдается плавная потеря веса ~1%, обусловленная удалением оставшейся гидроксильной воды и комплексных анионов. Общая потеря веса составляет 37%. В целом кривые нагревания и потери веса манассеита аналогичны таковым, приведенным в работах А.И. Цветкова и др. [1964], В.П. Ивановой и В.Н. Москалевой [1970].

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕПЛОВЫХ ТУФОВ

Наиболее отчетливо по всем шахтным выработкам прослеживается прослой (0,07-0,10 м), расположенный в толще каменной соли выше "нижней" борно-калийной залежи. Остальные прослои вскрыты лишь единичными выработками и не всегда прослеживаются по простиранию. Во всех случаях прослои пеплового материала будинированы и залегают согласно с вмещающей их каменной солью (табл. XI, 4). Они представлены светлой, чуть желтоватой породой массивной текстуры, с характерными мелкими узловатыми стяжениями. Нижний контакт с галитом всегда резкий, отчетливо подчеркнутый светлой оторочкой SiO₂, верхний - часто расплывчатый, причем в отдельных случаях наблюдается ритмичное чередование галита с буроватым глинистым материалом. Каменная соль, включающая прослои вулканопирокластического материала, окрашена в розовый цвет.

В шлифах хорошо видно зональное строение породы. Самый нижний слой (до 1-2 см) представлен полиминеральным агрегатом, в котором с помощью больших увеличений оптического и сканирующего электронного микроскопов можно различить несколько микрозон. Нижняя всегда сложена плотной массой кварцина (табл. XV, 1, 2), образующего параллельно- и радиально-лучистые агрегаты с положительным знаком удлинения отдельных волокон (табл. XVI, 1). В верхней ее части появляются заметные только с помощью больших увеличений пирамидальные головки кварцевых кристаллов, как бы выглядывающие из основной волокнистой массы (табл. XV, 3).

Выше идет зона массового развития хорошо ограненных кристаллов кварца, кристаллографическая форма которых характеризуется преимущественным развитием граней ромбоздров без граней призмы (табл. XV, 4, 5). Кварц часто образует звездчатые стростки. На более хорошо развитых гранях ромбоздра можно видеть образование "присыпок", состоящих из таких же, но более мелких кристаллических агрегатов (табл. XV, 6). В отдельных участках наряду с кварцем наблюдается массовое скопление короткопризматических кристаллов ангидрита. И совершенно неожиданно обнаружены единичные веерообразные агрегаты удлиненно-призматических кристаллов гипса, развивающиеся на кварцине (табл. XVII). В центре таких агрегатов можно видеть плохо раскристаллизованную массу глинистых минералов. Отдельные, наиболее удлиненные кристаллы гипса, которые своими вершинами "заходят" в уже следующий, глинизированный слой, иногда на окончаниях содержат удлиненно-призматические кристаллы кварца, окруженные глинистым материалом (табл. XVII, 6). При описании иммерсионных препаратов были зафиксированы случаи, когда кристаллы гипса как бы завершались кварцевой "головкой". Увидеть же реально характер таких взаимоотношений гипскварц удалось только на экране сканирующего электронного микроскопа.

Выше кварц-ангидрит-гипсовой микрозоны идет основная масса глинизированной вулканопирокластической породы. Верхний переход ее в галит постепенный. Наблюдаются послойные участки совместного развития галита и глинистой массы. В этих зонах глинистое вещество представлено высокодвупреломляющими, часто одинаково ориентированными гидрослюдистыми чешуйками, которые, оконтуривая отдельные кристаллы галита, создают облекающий и реже поровый типы "цемента" (табл. XVI, 2).

В следующей микрозоне глинистое вещество обогащено сульфатом, так что можно говорить о полигалит-глинистой массе, которая в вышележащей микрозоне образует облекающе-поровый "цемент" в галите (табл. XVI, 3). Далее на участке в 3-5 см периодически повторяются зоны развития глинисто-сульфатнокарбона ного материала и участков, где этот материал как бы является цементом, спаивая отдельные кристаллы галита. Доля глинистого вещества вверх быстро падает, галита и полигалита возрастает. На границах раздела таких микрозон наблюдаются цепочкообразные скопления мозаичных розетковидных кварцевых агрегатов, которые подчеркивают микрослоистую текстуру породы. Подобные агрегаты встречаются и внутри зон, даже иногда их можно видеть в центре отдельных кристаллов галита (табл. XVI, 3). Послойное же обогащение породы кварцевыми агрегатами, аутигенная природа которых не вызывает сомнения, безусловно, связано с периодическим затухающим поступлением в бассейн пирокластического материала.

Глинистая порода основной массы прослоя, образовавшаяся за счет преобразования пеплового материала, сохранила отчетливую витрокластическую структуру (табл. XVI, 4, 5). В целом порода представляет собой сочетание крупных (до 0.05-0.07 мм) фрагментов вулканических стекол, раскристаллизованных и деформированных, и в разной степени раскристаллизованного тонкодисперсного цементирующего вещества. Контуры пепловых частиц имеют характерную рогульчатую и серповидную форму. Во многих срезах пепловых частиц можно видеть образование высокодвупреломляющего слюдистого минерала, при этом рост отдельных кристаллов происходит перпендикулярно длинной стороне частиц (табл. XVI, 5). Разложение пеловых частии сопровождается высвобождением окислов титана, которые иногда, помимо сгусткообразных выделений внутри или около частиц, образуют конкрециеподобные стяжения, состоящие из отдельных кристаллических образований (сфен?). По всей массе породы наблюдается развитие тонкочешуйчатого слюди гого минерала с низким видимым двупреломлением, что обусловлено эффектом агрегированности тонкодисперсной минеральной массы. В иммерсионных препаратах анхикристаллы в случае идеальной текстурировки частиц всегда двуосны, оптически отрицательные, иногда имеют удлиненно-призматический облик с отчетливым плеохроизмом от светло-зеленого по Ne до темно-зеленого по No. Усредненные величины показателей преломления для текстурированных агрегатов составляют $Ng'=1,576\pm0,002$; $Np'=1,555\pm$ +0,001.

Рентгеновское изучение тонкодисперсных фракций показало, что сдодистый минерал относится к лейкофиллиту. На фотографиях, полученных с помощью сканирующего электронного микроскопа, видны динамика раскристаллизации вулканических стекол, взаимоотношение новообразованного лейкофиллита с неполностью раскристаллизованным стеклом и пространственная конфигурация пластинчатых выделений минерала (табл. XVIII).

Во фракции >0,01 мм абсолютно преобладают обломки в различной степени раскристаллизованного стекла от почти изотропных с n' = 1,527-1,537 до агрегатно-двупреломляющих в серых и желто-серых тонах с n' = 1,543-1,556. Эти обломки составляют около 90% всего нерастворимого остатка породы, что, естественно, затрудняет изучение в иммерсионных препаратах крупных размерных фракций. В связи с этим было проведено минералогическое и рентгеновское изучение размерно-плотностных фракций, полученных при разделении образца методом страт [Кац, 1977; Кац, Долгопольская, 1979].



Фиг. 28. Минералогическая характеристика размерно-плотностных фракций пеплового туфа

Нерастворимый в воде остаток пеплового туфа без применения какого-либо механического воздействия был подвергнут фракционированию. Затем в пределах каждой размерной фракции (>0,05; 0,05-0,03; 0,03-0,02 и 0,02-0,01 мм) были выделены плотностные фракции в области значений $2,3 \le \rho \le 2,6$ г/см³ с шагом ~0,03 г/см³. Все фракции, выделенные с помощью метода страт, были просмотрены и изучены в иммерсионных препаратах; для большинства из них получены рентгенодифрактограммы. Результаты минералогического изучения фракций представлены на фиг. 28. В табл. 26 и 27 дано количественное распределение минералов и минеральных агрегатов в размерных и размерно-плотностных фракциях породы.

Среди продуктов перекристаллизации стекла и среди пепловых кристаллокластов выделены следующие минеральные виды.

Монимориллонииизированные смекла, присутствие которых подтверждено данными рентгеновского анализа, преобладают в самой крупной размерной фракции >0,05 мм в интервале 2,30 $\leq \rho \leq 2,33$ г/см³, где они составляют до 95% фракции. С увеличением плотности их содержание падает, и при $\rho \geq 2,445$ г/см³ они исчезают. В более мелких фракциях содержание их незначительно, и, как 86

				Калиевый полевой шпат		Кварц			
		Монтморил-	Гидрослю-					аутигенный	t
Плотность, г/см ^о	Частота	лонитизиро- ванные стекла	цигизиро- важные стекла	аутигенный с пирогенным ядром	аутигенный по стеклу	пирогенный	с мелкими центрами кристалли- зации	с крупны- ми центра- ми кристал- лизации	по контуру гидрослюди- тизирован- ных стекол
2,30	<u>0,1</u>	0,1 97	-	-	0,003 3	-	-	-	-
2,30–2,33	0,01	<u>0,009</u> 90	-	-	<u>0,001</u> 3	-	-	<u>0,001</u> 7	-
2,33-2,37	0,01	<u>0,006</u> 60	-	-	0,002 17	* -	-	<u>0,002</u> 23	-
2,37-2,41	0 ,1	<u>0,03</u> 33	<u>0,03</u> 33	-	<u>0,02</u> 17	-	-	<u>0,02</u> 17	-
2,41-2,44	1	<u>0,1</u> 10	<u>0,8</u> 80	-	<u>0,07</u> 7	-	_ `	<u>0,03</u> 3	-
2,44-2,48	49	-	<u>38</u> 78	$\frac{7}{15}$	-	-	<u>1,5</u> 3	-	$\frac{1,5}{3}$
2,48-2,52	34	-	<u>10</u> 30	<u>16</u> 47	-	-	$\frac{1}{9}$	-	$\frac{7}{20}$
2,52-2,56	7	-	<u>0,5</u> 7	<u>6</u> 87	-	-	<u>0,2</u> 3	-	0,2
2,56-2,59	3	-	-	<u>1,5</u> 50	-	-	<u>1,5</u> 50	-	3-
2,59-2,63	3	-	<u>0,06</u> 2	-	-	<u>0,2</u> 5	<u>3</u> 93	-	-
2,63-2,67	1	-	-	-	-	<u>1</u> 83	$\frac{0,2}{17}$	-	-

Таблица 26 Количественное распределение (в %) минералов и минеральных агрегатов во фракции пеплового туфа >0,05 мм

Примечание к табл. 26 и 27. Для каждой размерно-плотностной фракции указаны два числа: в числителе – процентное содержание зерен данного типа в размерных фракциях исходного образца; в знаменателе – то же в размерно-плотностных фракциях. Деление проводилось в одинаковых интервалах плотности. В таблицах приведены неодинаковые плотностные интервалы только за счет округления значений плотности до 0,01 г/см³ в соответствии с погрешностями измерений. Для каждой плотностной фракции указана частота распределения по плотности зерен в исходном образце. Болышие частоты (>>1%) имеют погрешности порядка 5-10% от указаяных значений, погрешности малых частот (<<1%) от опыта к опыту могут изменяться.

Таблица 27 Количественное распределение минералов и минеральных агрегатов (в %) в различных фракциях пеплового туфа

	[Фракция 0,05-0,03 мм							
				Калиевый шлат	полевой	Кв	арц		
Плотность, г/см ³	^U .acrona	Монтмориллокитк- зированые стекла	Гидрослюдитизиро- ванные стекла	аутигенный с пи- рогенным ядром	аутигенный по стеклу	пирогенный	аутигенный с мел- кими центрами кристаллизеции	Цеолиты	
2,30	0,3	0,09 29	0,2 67	<0,003 <1	<u>0,01</u> 3	-	<0,003 <1	, <u>003</u> ~1	
2,30-2,38	0,9	<u>0,2</u> 17	0,7 80	<0,01 <1	<u>0,03</u> 3	-	<u><0,01</u> <1	-0,01 -1	
2,33-2,37	2	<u>0,2</u> 10	2 83	<u><0,02</u> <1	<u>0,06</u> 3	-	<0,02 <1	<u>-0,01</u> ~1	
2,37-2,40	1	<u>0,03</u> 3	0,8 77	<0,01 <1	<u>0,03</u> 3	-	<0,01 <1	<u>~0,01</u> ~1	
2,40-2,43	1	<u>0,03</u> 3	<u>1</u> 93	<u><0,01</u> <1	<u>0,03</u>	-	<0,01 <1	~0,01 ~1	
2,43-2,46	4	-	$\frac{4}{94}$	<u><0,04</u> <1	<u>0,2</u> 4	<u><0,04</u> <1	-	<u>~0,04</u> ~1	
2,46-2,50	17	-	<u>10</u> 57	$\frac{2}{10}$	$\frac{5}{27}$	$\frac{1}{6}$	-	-	
2,50-2,53	68	-	$\frac{15}{23}$	$\frac{8}{12}$	<u>41</u> 60	3 5	-	-	
2,53-2,56	4	-	<u>0,4</u> 10	$\frac{2}{60}$	<u>0,8</u>	$\frac{0,4}{10}$	-	-	
2,56-2,60	2	-	$\frac{0,1}{7}$	$\frac{0,5}{23}$	$\frac{0,3}{13}$	<u>0,7</u> 33	-	-	

См. примечание к табл. 26. В плотностных фракциях 2,33-2,37; 2,37-2,40 и 2,56-2,60 г/см³ (и некоторых других) присутствуют не указанные в таблицах лейкоксенизированные агрегаты и единичные неопределенные минералы.

правило, в одном и том же зерне можно наблюдать участки одновременной раскристаллизации стекла до монтмориллонито- и слюдоподобного минерала. Показатель преломления монтмориллонитизированных стекол колеблется в пределах n' = 1,537-1,540.

 $\Gamma_{udpo cnwdumusupo cannule cmexa a абсолютно преобладают во всех размерных фракциях в плотностных интервалах 2.30-2.53 г/см³. Они представлены полу$ изотропными и слабоагрегатно-двупреломляющими зернами с показателем прелом ления <math>n' = 1,540-1,555. Уменьшение светопреломления части зерен в отдельных фракциях до n' = 1,537 связано с присутствием в тех же зернах либо монтмориллонитизированных участков, либо калиевого полевого шпата. Точный замер показателя преломления в этих случаях затруднен. В целом наблюдается увеличение силы светопреломления гидрослюдитизированных стекол по мере увеличения плотностных характеристик (табл. 28).

Данные рентгеновского анализа подтверждают присутствие диоктаэдрического слюдистого минерала, в структуре которого находятся монтмориллонитовые межслои. Электронографическое изучение позволило отнести слюдистый минерал к политипу 1M-1Md. Конфигурация пластинчатых кристаллов минерала видна на фотографиях единичной пепловой частицы (табл. XIX, 1, 2).

Калиевые полевые шпаты четко делятся на две группы: пирогенные с аутигенной каймой обрастания и аутигенные, развивающиеся как бы в "теле" пепловых частиц (см. фиг. 28).

	Фракция 0,03-0,02 мм						Фракция 0,02-0,01 мм					
				Калиев войшл	ый поле- ат	к	варц		*		v	
	Частота	Монтморилпонити- зированные стекла	Гидростюдитизи- рованные стекла	аутигенный с пи- рогенным ядром	аутигенный по стеклу	пкрогенный	аутигенный с мел- кими центрами кристаллузации	Hactora	Гидрослюдитизирове иые стекла	Калкевый полевой шкат аутигенный с лирогенным ядром	Кварц аутигенный мелкими центрами кристаллизация	Халдедон
Г	0,3	0,1 34	0 <u>,2</u> 66	-	<u><0,003</u> <1	-	-	0,8	0,06 7	-	-	0 ,7 90
	0,7	0,1 17	<u>0,6</u> 83	-	<u><0,007</u> <1	-	-	0,5	<u>0,04</u> 8	-	-	<u>0,04</u> 8
	0.2	-	-	-	<u><0,002</u> <1	-	-	0,1	-	-	-	-
	0,1	-	-	-	<u><0,001</u> <1	-	-	0,7	<u>0,6</u> 93	0,05 7	-	-
	0,2	$\frac{0,01}{7}$	$\frac{0,2}{82}$	-	0,02 11	-	-	2	<u>2</u> 95	<u>0,1</u> 5	-	-
	2	<u>0,6</u> 3	<u>1,5</u> 77	-	$\frac{0,4}{20}$	-	-	7	<u>6</u> 87	$\frac{1}{13}$	<0,07 <1	-
	88	-	$\frac{63}{72}$	$\frac{6}{7}$	$\frac{10}{13}$	$\frac{4}{5}$	$\frac{3}{3}$	88	7 <u>3</u> 83	$\frac{15}{17}$	<0,9 <1	-
	9	-	$\frac{6}{70}$	$\frac{1}{15}$	$\frac{0,2}{2}$	<u>0,7</u> 8	$\frac{0.5}{5}$	1	0,7 72	0,3 27	<u><0,01</u> <1	-
	-	-	-	-	-	-	-	-		-	-	-
	-	-	-	-	-	-	-	-	- '	-	-	-

Пирогенные полевые шпаты представлены исключительно санидином. Во многих зернах отчетливо видны следы растворения пирогенных кристаллов и последующее обрастание их до геометрических форм аутигенным калишпатом ортоклазом с иной оптической ориентировкой. Показатель преломления ядра несколько выше, чем у новообразования. Оптические константы санидина: Ng = = 1,524+0,001: Np = 1,518+0.001: угол 2V мал. имеет место полное проявление одноосности. Для новообразованного калишпата Ng = 1,520+0,001: Np = = 1,514±0,001; 2 V также мал, т.е. оптика ортоклаза приближается к оптике санидина. Плотностные свойства полевых шпатов этой группы колеблются в широких пределах от ~2,45 до ~2,63 г/см³, причем каждая размерно-плотностная фракция характеризуется своими предельными значениями ρ (см. фиг. 28). Довольно значительный разброс зерен калиевых полевых шпатов по плотностным свойствам объясняется, с одной стороны, разной степенью растворения пирогенного ядра и соответственно размерами аутигенной каймы обрастания, представленной более легким ортоклазом. С другой слороны, в эту группу, очевидно, попали и собственно аутигенные кристаллы калиевого полевого шпата, для которых характерны жидкие, иногда очень обильные включения, понижающие плотностные значения зерен. Раздельный подсчет зерен калиевого полевого шпата с преобладанием пирогенного ядра и собственно аутигенного не производился. На фиг. 28 и в таблицах они помещены в графу "калиевый полевой шпат аутигенный с пирогенным ядром". 89

Таблица 28 Изменение среднего показателя преломления (n^{*}) гидрослюдитизированных

стекол во фракции 0,05-0,03 мм в зависимости от плотности (р)

р, г/см ³	n*	р, г/см ³	n*	
< 2,3	1,537-1,540	2,40-2,43	1,553 _1 ,555	
2,3-2,33	1,537-1,540	2,43-2,46	~1,555	
2,33-2,37	≥1, 547 ~1,537	2,46-2,50	≼1,5 55	
2,37-2,40	1,547-1,550 ~1,537	2,50-2,53	1,540-1,555	

Таблица 29

Содержание К₂О и Na₂O (в %) в размерно-плотностных фракциях

Обр. 316		Обр. 316			
<i>Р,</i> г/см ³	к ₂ о	Na ₂ O	<i>Р,</i> г/см ³	к ₂ о	Na ₂ O
Фракция > 0,05 мм		Фракция 0,03-0,02 мм			
2,408-2,445	5,40	Her	<2,3	5,86	0,22
2,445-2,482	6,10	0,07	2,30-2,233	6,25	0,30
2,482-2,519	7,26	0,07	2,233-2,264	6,68	0,30
2,519-2,556	12,96	0,38	2,432-2,465	6,47	Нет
Фракция 0,05-0,03 мм		2,465-2,5	7,33	0,22	
		>2,5	8,36	0,38	
2,30 - 2,333 2,333 - 2,366	5,71 5,87	Нет 0,25	Фракция О	,02-0,01	MM
2,366-2,399	5,89	Нет	2,432-2,465	6,16	Нет
2,465-2,50	6,83	0,20	2,465-2,5	6,39	0,14
2,50-2,533	7,26	0,14	2,5-2,533	7,70	0,20
2,533 - 2,566 2,566 - 2,60	9,46 6,38	0,22 Нет	Обр. 99-3/6, ф	ракция >0,	02 мм
			2,467-2,5	14,94	0,07
			2,5-2,533	13,27	0,15
			2,553-2,566	8,85	0,45
			2,566 - 2,6	3,92	0,53
			2,6-2,633	1,02	0,38
_	_				

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР. Аналитик Н.Н. Шацкая.

•

Вторую группу составляют аутигенные полевые шпаты, непосредственно развивающиеся в "теле" пепловых частиц (табл. XIX, 3, 4). Наиболее представительны они во фракциях >0,05 и 0,05-0,03 мм. В иммерсионных препаратах отчетливо видно развитие калиевого полевого шпата по монтмориллонитизированному и гидрослюдитизированному стеклам. В отдельных случаях полевой шпат образует как бы фенокристы, в других - кристалличность его менее выражена и минерал как бы растекается по предварительно преобразованному базису. При просмотре в иммерсионных препаратах плотностных фракций самой мелкой размерности отмечались отдельные гидрослюдитизированные зерна с заметно меньшим показателем преломления, чем у основной массы. Рентгеновский анализ таких фракций показал присутствие в них калиевого полевого шпата. Эту группу также характеризует широкий спектр плотностных характеристик в интервале значений 2,3 ≤ ρ ≤ 2,6 г/см³.

Из анализа дифрактограмм следует, что калиевый полевой шпат является неупорядоченным моноклинным. В химическом составе его абсолютно преобладает .K₂O (14,94%) над Na₂O. В табл. 29 приведены результаты определения K₂O и Na₂O в отдельных размерно-плотностных фракциях, в той или иной степени обогащенных полевыми шпатами. Наиболее высокие значения содержания K₂O (12-15%) зафиксированы в существенно полевошпатовых фракциях, в которых, помимо санидина (и ортоклаза), присутствует незначительное количество кварца.

Разделение исходного образца по плотности позволило получить мономинеральные фракции пирогенного и аутигенного *кварца*. Максимальная концентрация пирогенного кварца отмечается во фракции 0,05-0,03 мм в интервале значений 2,56 $\leq \rho \leq 2,60$ г/см³ и во фракции >0,05 мм (0,05-0,07 мм) в интервале 2,59 $\leq \rho \leq 2,67$ г/см³. Зерна пирогенного кварца имеют характерную угловатую и оскольчато-неправильную форму. В большинстве своем они прозрачные, без каких-либо включений. Реже отмечаются зерна с обильными газовыми включениями, понижающими плотность кварца до разных значений. Показатель преломления пирогенного кварца не отклоняется от нормы.

Аутигенный кварц практически весь сосредоточен в самой крупной размерной фракции. Во фракциях <0,05 мм отмечаются лишь единичные его зерна. По плотностным характеристикам четко выделяются две группы: одна – в интервале 2,33 $\leq \rho \leq 2,44$ г/см³, другая – в интервале 2,52 $\leq \rho \leq 2,67$ г/см³ (см. фиг. 28).

Аутигенный кварц первой плотностной группы представлен розетковидными образованиями с обильными жидкими включениями неправильной уплошенной формы, приуроченными к центральным частям зерен (табл. XVI, 6). Неопределимые твердые включения с отчетливым собственным двупреломлением, которое выше кварцевого, чаше всего выстилают стенки жидких включений. Центром скелетного роста кварцевых агрегатов являются бурые органические остатки. Исследование кварцевого агрегата с крупным зародышевым ядром с помощью микрозонда показало высокое содержание углерода в ядре, составляющее 78,6%. Именно наличие таких легких зародышевых "ядер", а также присутствие обильных жидких включений и агрегатность кварцевых новообразований явились причиной сильно заниженных значений плотности по сравнению со справочными данными для оптически чистого кварца.

Вторую группу составляют кварцевые агрегаты без видимых центров кристаллизации. Здесь же при просмотре фракций в сканирующем электронном микроскопе обнаружены отдельные пепловые частицы, целиком состоящие из мелких хорошо окристаллизованных кварцевых зерен (табл. XIX, 5). Форма кристаллов кварца идентична той, которая была описана выше.

Показатель преломления аутигенного кварца не отклоняется от нормы.

Промежуточную группу между этими двумя основными типами аутигенного кварца составляют гидрослюдитизированные стекла с поликристаллической оторочкой из аутигенного кварца. Такие зерна встречены лишь во фракции >0,05 мм в интервале значений $2,48 \le \rho \le 2,56$ г/см³. Максимальное их содержание отмечено в интервале $2,48 \le \rho \le 2,52$ г/см³.

Во фракции 0,02-0,01 мм в плотностном интервале ~2,30-2,33 г/см³ встречены зерна, почти целиком состоящие из округлых образований *xanuedona*. В центре такие зерна имеют агрегатное двупреломление в серых тонах и характерную структуру раскристаллизации стекла. В процентном отношении доля таких агрегатов ничтожна (см. табл. 27).

Щеолиты в очень незначительном количестве присутствуют во фракции 0,05– 0,03 мм, где они по оптическим и плотностным характеристикам подразделяются на две группы (см. табл. 27). В интервале значений 2,30 $\leq \rho \leq$ 2,37 г/см³ это пластинчатые кристаллы призматического облика: $Ng' \approx 1,537$,





Фиг. 29. Распределение глинистых минералов в разрезе соленосной толщи купола Индер

1 - галит; 2 - глинистые прослои; 3 будинированные прослои ангидрита; 4 - вулканопирокластический материал; 5 - доломито-магнезитовая порода: 6 - сильвинит: 7 - полигалит; 8 - карналлит; 9 - ангидрит; 10 - гергент; 11 - залежи борно-калийно-магниевых солей: Бв - "верхняя". Бп - "промежуточная". Бн - "нижняя". Остальные условные обозначения см. фиг. 11

Np' = 1,522; в интервале 2,366 ≤ $p \le 2,465$ г/см³ – изотропные цеолиты с n' =≈ 1,543. Небольшое содержание цеолитов в породе не позволило определить их состав.

Акцессорные минералы, составляющие в сумме сотые доли процента, представлены пиритом, баритом, апатитом, единичными зернами биотита, циркона и граната.

Таким образом, проведенное минералогическое изучение размерно-плотностных фракций дало возможность проследить характер изменения и перекристаллизации пеплового материала и как бы выделить в плотностных фракциях отдельные стадии этого процесса: монтмориллонитовую, гидрослюдистую, полевошпатовую, кварцевую. Совместное присутствие в одном зерне монтмориллонитизированных и гидрослюдизированных участков, а также участков с преимущественным развитием калиевого полевого шпата, характер структурных взаимоотношений минеральных компонентов в пределах одного и того же зерна свидельствуют о стадийности процесса перекристаллизации пепловых частиц, а состав породы в целом - о том, что в бассейн седиментации поступали богатые SiO₂ и щелочами продукты вулканизма с трахилипаритовым составом лав.

СОСТАВ И КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

Проведенное структурно-минералогическое изучение глинистых фракций показало, что в разрезе соленосной толщи купола Индер присутствует широкий спектр высокомагнезиальных глинистых минералов, в подавляющем большинстве аутигенных (фиг. 29). Можно выделить группу "фоновых" аутигенных минералов, встреченных в тонкодисперсных фракциях всего разреза. Это триоктаэдрический Мд-хлорит. "дефектный" хлорит, неупорядоченные смешанослойные образования, в которых Хлоритовые пакеты чередуются с монтмориллонитовыми и вермикулитовыми или пакетами разбухающего хлорита, как правило, с дефектным характером бруситовых сеток. Наряду с "фоновыми" минералами в единичных образцах фиксируются специфические минералы, характерные для бассейнов с повышенной соленостью: Мд-монтмориллонит и корренситоподобный минерал. Все эти минералы, чрезвычайно широко распространенные в отложениях доломито-сульфатной стадии осолонения, где они доминируют, в условиях более высокой солености потеряли свое определяющее значение. Ведущая роль в разрезе принадлежит своеобразной ассоциации глинистых минералов; некоторые из них ранее в осадочных толщах не были известны. К числу таких раритетных и в то же время индикаторных минералов относятся серпентин и минералы группы талька. Наряду с этими магнезиальными глинистыми минералами, аутигенез которых контролировался степенью осолонения бассейна, его геохимическим и температурным режимом, в разрезе соленосной толщи присутствуют минералы, синтез которых связан с преобразованием пирокластического материала: лейкофиллит и гидратированный флогопитоподобный минерал. В связи с этим систематическое описание глинистых минералов будет дано последовательно для двух генетических групп - собственно соленосных пород и вулканопирокластических.

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ СОЛЯНЫХ ПОРОД

Диоктаэдрический Al-иллит

Три глинистые линзы, расположенные в "нижней", "средней" и "верхней" бороносных пачках (см. фиг. 29, обр. 5/75, 359, 309), по составу тонкодисперсных фракций идентичны между собой и резко отличаются от всех остальных линз. Здесь приблизительно в равных количественных соотношениях установлены диоктаэдрическая гидрослюда и триоктаэдрический хлорит. Дифракционные картины одного из образцов приведены на фиг. 30. По данным электронографии диокта-

Таблица 30 Химический состав (в %) пород и фракций, содержащих Fe-Mg-хлорит и А1-иллит

			Образен	ι					
		359							
Компонент		ф	ракция, м	м					
	Порода **.*	>0,001***	<0,001	<0,001*	Порода***				
SiO ₂	42,58	50 , 40	44,51	. 5 1, 45	47,71				
TiO ₂	0,80	0,86	1,42	0,87	0,82				
A1203	11,68	13,47	18,41	21,05	13,05				
Fe2O3	1,50	1,93	4,39	1,40	1,77				
FeO	2,74	3,02	3,07	0,27	2,66				
MnO	0,05	0,04	0,07	0,01	0,04				
CaO	4,54	0,28	0,46	0,33	0,22				
MgO	8,83	9,79	9,26	1,18	12,65				
Na ₂ O	0,16	0,16	0,31	1,20	0,14				
κ ₂ 0	6,76	7,08	5 , 41	9,54	5,32				
н ₂ 0+	-	-	7,66	5,71	-				
н ₂ 0-	2,20	0,25	1,85	0,94	0,70				
** П.п.п.	12,88	11,73	-	-	13,80				
P ₂ O ₅	0,33	0,09	0,14	0,06	0,13				
co ₂	-	-	0,31	Нет	-				
Сорг	-	-	2,36	5,65	-				
B ₂ O ₃ ·	-	-	-	-	-				
S	2,80	0,10	-	, —	0,30				
Сумма	97,52	99,20	99,63	99,66	99,31				
SiO _{2 кварца}	8,24	10,04	1,42	-	12,52				
I + II SiO ₂			1,05						
выт. Fe ₂ O ₃			0,66						
A1 ₂ 0 ₃			0,30						

*Фракция <0,001 мм, обработанная 10%-ной HCl. **В п.п.п. включены CO₂ и C_{орг}. ***Анализы выполнены в объединенной лаборатории ВКГРЭ.

**** Анализы выполнены в химической лаборатории ГИГХС. Остальные анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР. Аналитик К.А. Степанова.

			Образе	τ		•		
 35	9			5/75				
 Фракци	ія, мм		Фракция, мм					
 > 0,001***	<0,001****	Порода***	0,01*** - 0,005	0,005 *** - 0,001	<0,00 1****	<0,001*		
47,90	48,00	34,26	52 ,1 8	44,62	49,36	55,16		
0,73	1,26	0,64	0,86	0,91	1,28	1,48		
12,31	17,84	9,54	13 ,61	12,68	17,98	19,64		
1,53	5,37	0,96	2,24	2,41	3,68	1,39		
2,66	0,63	2,02	2,74	2,59	2,88	0,35		
0,06	-	0,03	0,04	0,05	0,04	0,02		
0,28	0,68	10,42	0,28	0,28	0,20	0,36		
12,66	12,96	6,85	8,18	12,23	6,93	0,96		
0,13	0,15	0,18	0,16	0,14	0,27	1,06		
5,28	3,40	4,90	8,00	7,28	7,45	11,82		
-	-	-	-	-	-	3,87		
0,78	2,50	5,10	0,50	0,52	1,16	0,74		
14,60	-	14,41	10,50	15,43	8,04**	-		
0,09	-	0,54	0,10	0,09	0,11	Нет		
-	Нет	-	-	-	0,13	•		
. `-	-	-	-	-	2,44	2,90		
-	0,70	-	-	- .	-	-		
0,60	-	7,04	0,18	0,12	-	-		
99,61		96,09	99,57	99,35	99,18	99,75		
12,80	7,24	6,20	11,16	7,04	-	-		



Фиг. 30. Дифрактограммы фракций <0.001 мм (обр. 309), содержащих Al-иллит и Fe-Mg-хлорит

а-с - ориентированные: а - природный, б - насыщенный глицерином, в прокаленный при 550°С; и - неориентированный

эдрическая гидрослюда относится к политипу 2М1 и является, по-видимому, обломочной.

Для двух образцов, предварительно обработанных 10%-ным раствором HCI с последующей отмывкой аморфных компонентов, были рассчитаны кристаллохимические формулы. Химический анализ фракций до и после солянокислой обработки приведен в табл. 30. Расчет производился из предположения, что весь К20 во фракции после ее обработки HCl связан с Al-иллитом (50%) и калиевыми полевыми шпатами (50%). В таком

случае для обр. 309 приблизительная кристаллохимическая формула слюдистого минерала имеет вид: $K_{0,65}$ (Si_{3,55} Al_{0,45}) (Al_{1,7} Fe³⁺_{0,1} Mg_{0,20}) O₁₀ (OH)₂, для обр. 5/75 - $K_{0,86}$ (Si_{3,4} Al_{0,6})(Al_{1,55} Fe³⁺_{0,15} Fe²⁺_{0,05} Mg_{0,25})·O₁₀(OH)₂.

Триоктаэдрический железисто-магнезиальный хлорит

Минерал установлен в тех же глинистых линзах, что и Al-иллит. В отличие от Mg-хлоритов на дифрактограммах ориентированных препаратов (см. фиг. 30) в природном и насыщенном глицерином состояниях наблюдается заметное увеличение интенсивностей рефлексов (002) и (004). Химический состав фракций приведен в табл. 30. Кристаллохимические формулы минералов имеют вид: для обр. $309 - (Si_{3,45}AI_{0,55})(AI_{1,15}Fe_{0,6}^{3+}Fe_{0,6}^{2+}Mg_{3,05})O_{10}(OH)_8$, а для обр. $5/75-(Si_{3,55}AI_{0,45})(AI_{1,3}Fe_{0,65}^{3+}Fe_{0,6}^{2+}Mg_{2,7})O_{10}(OH)_8$.

Так как параметр всей структуры хлорита в целом определяется параметром трехэтежного слоя, то при значении d (060) = 1,537 Å (см. фиг. 30) слюдоподобный слой является триоктаэдрическим. Тогда одноэтажный слой близок к дитриоктаэдрическому и должен содержать избыточный положительный заряд, компенсирующий отрицательный заряд Si-Al тетраэдрических сеток. Одно из возможных распределений катионов по слоям для обр. 309: (Si_{3,45}Al_{0,55}) (Fe²⁺_{0,6} Mg_{2,40}) O_{10} (OH)₂ - слюдоподобный слой, (Al_{1,15}Fe³⁺_{0,6} Mg_{0,65}) (OH) 6 - бруситоподобный слой; для обр. 5/75: $(Si_{3,55}Al_{0,45})$ (Fe²⁺_{0,6}Mg_{2,40})O₁₀ (OH) 2 - слюдоподобный слой, (Al 1,30 Fe³⁺_{0,65} Mg_{0,30})(OH) 6 - бруситоподобный слой. Кривые нагревания и ИК-спектры фракций, содержащих Fe-Mg-хлорит

и Ал-иллит, приведены на фиг. 31, А и 32, А соответственно.

Железисто-алюминиевый вермикулит.

Минерал был выделен из глинистой линзы мошностью около 4,5 м, расположенной в "верхней" бороносной пачке (см. фиг. 29, обр. 302) и имеющей неоднородное брекчиевидное строение. В отдельных местах наблюдается скопление глинистых "кусков" и "глыб" неправильной округлой формы. Внутреннее строение таких участков неоднородное. Это как бы брекчия в брекчии - очень крепкие, часто остроугольные мелкие глинистые включения (от 3 мм до 1 см), сцементированные более рыхлым глинистым материалом. Порода неравномерно ангидритизирована и полигалитизирована; отмечаются отдельные прослои до 40 см по-



Фиг. 31. Кривые нагревания и потери веса фракций <0,001 мм обр. 309 (A), 355 (B), 306 (B), 327 (Γ)

А, Б, Γ - навеска = 300 мг; В - навеска = 400 мг

лигалита с гидроборацитом, жилки более позднего крупнокристаллического галита с желваками игольчатого гидроборецита. Вся порода в целом несет явные следы вторичного изменения.

В шлифах наиболее глинистые участки представляют собой перекристаллизованную неоднородную галит-полигалит-глинистую породу, пронизанную "лейстами" более позднего полигалита. Среди крупнокристаллического галита видны участки, сложенные тонкокристаллическим карбонатно-полигалитовым материалом с "окнами" галита. Карбонат, по данным рентгеновского анализа, представлен магнезитом. Порода неравномерно битуминозна, содержит значительное количество неопределимых темно-бурых растительных остатков, а также споры и пыльцу, которые обусловили чрезвычайно высолое содержание С_{орг}, составляющее во фракции < 0,001 мм 9,6% (табл. 31).

В нерастворимом остатке породы во фракции >0,01 мм (0,01-0,02 мм) преобладают агрегаты глинистых частиц с $n' \approx 1,556-1,558$ и существенно



Фиг. 32. ИК-спектры фракция <0,001 мм Образцы: A: 1 - 359, 2 - 309, 3 - 5/75; B - 355; B - 306; Г - 327

	Фракция, мм						
Komioheht	>0,05*	>0,001*	0,005-0,002**	<0,001***			
SiO ₂	44,04	41,76	47,39	42,50			
TiO ₂	0,72	0,56	0,40	2,14			
Al_2O_3	13,07	11,89	12,94	14,02			
Fe ₂ O ₃	1,61	0,96	1,60	4,37			
FeO	2,59	3,17	1,73	0,50			
MnO	0,05	0,05	0,02	Не опр.			
MgO	10,84	13,50	10,80	12,38			
CaO	0,28	0,28	0,20	0,68			
Na ₂ O	0,20	0,22	0,20	0,13			
к ₂ 0	5,28	5,64	7,18	3,08			
н ₂ 0-	0,77	0,93	0,80	2,82			
П.п.п.	19,48	20,19	16,28	-			
P ₂ O ₅	0,11	0,06	0,06	-			
CO,	-	-	2,42	0,37			
Copr	-	-	8,14	9,60			
s	1,23	0,78	-	-			
B ₂ O ₃	-	-	-	0,53			
Сумма'	99,27	99,99	99,40	93,11			
Кварц	5,12	4,00	-	0,86			
*Анализы выполнены в объединенной лаборатории ВКГРЭ. **Анализ выполнен в центральной лаборатории ПГРО. ***Анализ выполнен в химической лаборатории ГИГХС. Примечание. В п.п.п. вошли СО ₂ и С _{орг} .							

Таблица 31 Химический состав (в %) фракций обр. 302

калиевые полевые шпаты, которые, по данным рентгеновского анализа и ИКспектроскопии, относятся к неупорядоченным моноклинным разностям. Химический анализ обогащенной полевыми шпатами фракции 0,005-0,002 мм (после обработки ее 10%-ной HCl) показал высокое содержание K₂O (9,46%) и низкое – Na₂O (0,27%). Кроме того, присутствуют единичные зерна гидратированного биотита и аутигенного кварца. Из акцессорных минералов присутствует пирит.

Состав глинистых фракций, выделенных из породы до и после экстрагирования ее спиртобензолом, оказался идентичным. Анализ ренттенодифракционных картин образцов, подвергнутых различным обработкам, привел к заключению, что во фракции <0,001 мм присутствуют триоктаздрический хлорит, диоктаздрический вермикулит и диоктаздрическая гидрослюда. На дифрактограмме неориентированного препарата (фиг. 33) фиксируются два отражения (060) с d = 1,503и 1,521 Å, что свидетельствует о присутствии ди- и триоктаздрических фаз. Дифрактограмма ориентированного препарата в природном состоянии содержит серию базальных отражений, кратных 14 Å, положение которых не меняется при насыщении образца глицерином и этилентликолем. Распределение интенсив-



Фиг. 33. Дифрактограммы фракций < 0,001 мм обр. 302

а – неориентированный; б-к- ориентированные: б – природный, є – насыщенный глидерином, і – насыщенный этиленгликолем, д – прокаленный при 300°С, є – прокаленный при 550°С, ж – насыщенный катионами К, з – насыщенный катионами К и этиленгликолем, и – насыщенный катионами К и прокаленный при 550°С, к – обработанный 5%-ной HCl

ностей дифракционных максимумов может свидетельствовать о присутствии вермикулитового минерала. Прокаливание образца до температур 400-450°С не изменило положения базальных рефлексов. При 550°С в малоугловой области появилось сильное отражение с d = 10,16 Å.

Кипячение образца в течение 10 мин в 10%-ном растворе HCl привело к полному растворению всех фаз. В результате же 5-минутного подогрева образпа в 5%-ном растворе HCl картина оказалась следующей. На дифрактограмме неориентированного препарата сохранилось лишь одно отражение с d (060) = = 1,503 Å, а на дифрактограмме ориентированного препарата в природном сотоянии - сильное отражение с d (001) = 14,1 Å, не меняющее своего положения при насыщении этилентиколем. При 550°С происходит сжатие трехэтажных слоев вследствие разрушения дефектных бруситовых сеток, что фиксируется в появлении отражения с d = 10,1 Å. Все эти данные свидетельствуют о том, что в образце, помимо триоктаздрического хлорита, разрушающегося в результате легкой солянокислотной обработки, присутствует вермикулитоподобный минерал.

После корректировки данных химического анализа фракции <0,001 мм (см. табл. 31) на содержание гидрослюды лейкофиллитового состава (45%) был получен суммарный состав хлорита и вермикулита, который оказался следующим: $Ca_{0,12}(Si_{3,58}Al_{0,42})$ (Al_{1,13}Fe³⁺_{0,52}Fe²⁺_{0,07}Mg_{2,98}). $O_{10}(OH)_7 \cdot nH_2O_*$

Если предположить, что хлорит имеет состав $(Si_{3.5}Al_{0.5})$ $(Mg_5Al)O_{10}(OH)_8$,

а вермикулит – $(Si_{3,5}AI_{0,5})(AI_{0,5}Fe_{1,5}^{3+}) \cdot nH_2O$, то, зная соотношение хлоритового и вермикулитового компонентов в смеси (75:25) и имея суммарный состав этих двух фаз, можно рассчитать приблизительные кристаллохимические формулы минералов. Для вермикулита она имеет вид: $(Si_{3,6}AI_{0,4})(AI_{0,45}Fe_{1,55}^{3+})O_{10}(OH)_2$ –

трехэтажный слой; Ca 0.1Al 0.85(OH)2.4 · nH2O - межслоевая область

Таким образом, диоктаэдрический вермикулит является железисто-алюминиевым минералом. Очевидно, присутствие в межслоевой области необменных Al(OH)⁺ препятствует сжатию решетки при обработках образца 1N растворами K₂CO₃⁻ и KCl, которые проводились как при комнатной температуре, так и с подогревом до 100°C. Удаления межслоевых примесей не удалось добиться и в результате обработки образца натровой солью лимонной кислоты. Обработка препаратов диметилсульфоксидом не проводилась.

Триоктаэдрический монтмориллонит

Триоктаэдрический монтмориллонит был выделен из будинированного глинистого прослоя среди "верхней" гелитовой пачки (см. фиг. 29, обр. 364), где вмешающей породой является перекристаллизованный гелит с незначительным содержанием сильвинита, и из глинистой линзы, расположенной в нижней части "нижней" бороносной ритмопачки среди сильвин-карналлит-гелитовых пород. Триоктаэдричность и высокая магнезиальность минерала устанавливаются на основании рентгенографических характеристик, данных химического анализа и ИК-спектроскопии. Дифрактограммы насыщенных глицерином образцов содержат почти целочисленную серию базальных отражений с d (001) = 17,7 Å и

Таблица 32

<i>V</i>	Облазец			Образец	
Komioheht	364	303	Komioheht	364	303
SiO ₂	45,78	37,00	^н н ₂ 0+	8,68	8,37
TiO ₂	0,34	0,35	н ₂ 0-	4,00	2,03
AI ₂ O3	11,64	9,13	co ₂	1,29	4,99
Fe ₂ O ₃	3,21	3,67	c Ţ	0,65	3,97
FeO	0,17	0 ,61	P ₂ O ₅	0,02	0,24
MnO	0,03	0,03	Сумма	99,70	95,46
CaO	0,12	0,08	I + II SiO ₂	0,29	
MgO	21,12	22,81	выт. Fe ₂ O ₃	0,03	
Na ₂ O	0,14	0,32	Al ₂ O ₃	0,01	
κ ₂ ο	2,42	1,90			

Химический состав фракций <0,001 мм (в %), содержащих Мg-монтмориллонит (обр. 364) и корренситоподобный минерал (обр. 303)

Примечание. SiO₂ кварца в образцах не обнаружено. Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР. Аналитик Е.В. Шурыгина.



Фиг. 34. Дифрактограммы фракций <0,001 мм, содержащих триоктаэдрический монтмориллонит (A, обр. 364) и корренситоподобный минерал (Б, обр. 303)

а – неориентированный; б-д – ориентированные: б – природный, в – насыщенный глицерином, ι – прокаленный при 350°С, д – прокаленный при 550°С

d(060) = 1,527 Å (фиг. 34, A). Значение d(002) = 9,1 Å свидетельствует о том, что в структуре монтмориллонита содержится до 20% гидрослюдистого компонента. При обработке 5%-ной HCl триоктаэдрический монтмориллонит полностью растворяется. Химический состав одного из образцов (364) приведен в табл. 32.

В ассоциации с Mg-монтмориллонитом отмечаются серпентин, диоктаэдрическая гидрослюда и Mg-хлорит.

Среди группы смешанослойных минералов, очень широко распространенной в разрезе соленосной толщи купола, установлены минералы, в структуре которых с различной степенью упорядоченности чередуются хлоритовые слои, разбухаюшие и неразбухающие при обработке органическими жидкостями. За минералом, содержащим 1:1 разбухающие и неразбухающие хлоритовые пакеты, чередование которых происходит упорядоченно, сохранено название "корренсит", первоначально предложенное Ф. Липпманом [Lippman, 1954] для подобной смещанослойной структуры.

Корренситоподобный минерал

Минерал был встречен лишь в одном прослое (см. фиг. 29, обр. 303), расположенном в "верхней" бороносной пачке. Слабобитуминозная порода, из которой был выделен минерал после ее экстрагирования спиртобензолом, представляет собой тонкое ритмичное чередование доломита, магнезита, ангидрита и глинистого материала. Толщина отдельных слойков от 0,5 до 2-3 мм. Мошность всего слоя до 10 см. Основная фаза фракции <0,001 мм представляет собой кор-102 ренситоподобный минерал, в структуре которого с тенденцией к упорядоченности чередуются неразбухающие и разбухающие при насыщении глицерином хлоритовые пакеты. На лифрактограмме ориентированного препарата (см. фиг. 34.5) регистрируется целочисленная серия базальных отражений с межплоскостными расстояниями, близжими к d(001)/i, где l – порядок отрежения, d(001) = 32 Å. После прокаливания образца при 300°С сохраняется тот же характер распределения интенсивностей дифракционных максимумов, что и на дифрактограмме исходного образца. Это свидетельствует о том, что разбухающим компонентом являются не монтмориллонитовые слои, а пакеты разбухающего хлорита. Подтверждением служат также данные по обработке образца 1N раствором Na₂CO₂ при 100°С. Эта обработка не изменила положения максимумов на лифракционной картине. Прокаливание образна при 550°С привело к появлению асимметричного со стороны малых углов базального отражения с $d \approx 10$ Å, что свидетельствует о разрушении бруситовой сетки как в разбухающих, так и в неразбухающих пакетах и сближении 2:1 слоев. Триоктаэдричность и высокая магнезиальность минерала подтверждаются значениями d (060) = 1,519 Å и данными химического анализа фракции <0,001 см (см. табл. 32).

Второй фазой является диоктаздрическая гидрослюда (~30%), относящаяся к Fe-иллиту.

После корректировки данных химического анализа фракции на содержание Feиллита состава $K_{0,6}(Si_{3,5}Al_{0,5})$ $(Al_{1,15}Fe_{0,5}^{3+}Fe_{0,05}^{2+}Mg_{0,4})O_{10}(OH)_2$ была рассчитана кристаллохимическая формула корренсита: $Na_{0,2}(Si_{7,2}Al_{0,8})$ $(Al_{0,5}Fe_{0,25}^{3+}Fe_{0,25}^{2+}Mg_{8,1})O_{20}(OH)_{10} \cdot nH_2O$. Состав талькоподобного слоя: $(Si_{7,2}Al_{0,8})$ $(Fe_{0,1}^{2+}Mg_{5,9})O_{20}(OH)_4$, бруситоподобного – $Na_{0,2}(Al_{0,5}Fe_{0,25}^{3+}Mg_{2,2})$ $(OH)_6 \cdot nH_2O$.

Смещанослойные хлорит-разбухающий хлорит с тенденцвей к упорядоченности

Несмотря на то что эти минералы установлены в тонкодисперсных фракциях пепловых туфов (см. фиг. 24, 29; обр. 7, 11, 311, 8, 17, 22, 25, 33), синтез их, как и других магнезиальных фаз, обусловлен химизмом бассейна, в частности высоким содержанием в рапе катионов Мв. Наиболее высокое их содержание связано с прослоем пеплового туфа, расположенного выше "нижней" борно-калийной залежи, на том его участке, где залежь представлена наиболее магнезиальными - кизерит-карналл товыми породами (см. фиг. 24, обр. 8, 22, 25. 33). Здесь смешанослойные минералы нахопятся в ассоциации с лейкофиллитом и составляют от 30 (обр. 33) до 43% (обр. 25) фракций <0,001 мм. Дифрактограммы этих фракций приведены на фиг. 35. Соотношение переслаивающихся компонентов только в обр. 33 близко к 1:1, во всех остальных преобладает содержание неразбухающих хлоритовых пакетов. В чередовании разбухаюших и неразбухающих слоев наблюдается тенденция к упорядоченности, о чем говорит появляющийся на дифрактограмме насыщенного глицерином образца рефлекс с d (004) ≂ 8 Å. Прокаливание при 550°С приводит к усилению интенсивности отражений с d = 9,93 Å и появлению отражения с d = 12 Å. что свидетельствует о разрушении бруситоподобных слоев, разбухающих при насыщении глицерином.

Неупорядоченные смешанослойные минералы хлорит-разбухающий хлорит

В тонкодисперсных фракциях ряда образцов (см. фиг. 29, обр. 32, 42, 44, 327, 355, 362) присутствуют неупорядоченные смешанослойные минералы хлоритразбухающий хлорит, в структуре которых соотношение неразбухающих и разбухающих слоев либо близко к 50:50 (обр. 42,44), либо составляет 80-90:20-10 (все остальные). Дифракционные картины некоторых образцов приведены при описании минералов группы серпентина и талька, в ассоциации с которыми они



Фиг. 35. Дифрактограммы фракций < 0,001 мм, содержащих смешанослойные хлорит-разбухающий хлорит с тенденцией к упорядоченному переслаиванию разнотипных пакетов (обр. 33, 8) и неупорядоченные (обр. 44, 362)

Условные обозначения см. фиг. 34

находятся. Дифрактограммы фракций <0,001 мм для образцов 44 и 362, в которых эта фаза является основной, приведены на фиг. 35. Характерной особенностью этих минералов, так же как и вышеописанных смешанослойных минералов с тенденцией к упорядоченности, является магнезиальность и дефектность части бруситоподобных слоев.

Триоктаэдрический Мд-хлорит

Триоктаэдрический Мg-хлорит, имеющий в разрезе широкое вертикальное распространение (см. фиг. 29), составляет, за редким исключением (обр. 302), лишь незначительную часть поликомпонентных глинистых фракций. По структурным особенностям среди них выделяются хлориты с совершенной бруситовой сеткой и хлориты, в структуре которых одноэтажные слои имеют островную конфигурацию. Последние, "дефектные", хлориты характеризуются пониженной термической устойчивостью. Первый базальный рефлекс с d (001) = 14 Å этих минералов сохраняется до 350°С, при повышении температуры до 550°С он смещается либо до 13,4-13,6 Å, либо до 10,1 Å. Хлориты, устойчивые к термической обработке, установлены во всех глинистых фракциях, выделенных из галита. Незначительные количества получаемых при растворении галита глинистых фракций не дали возможности произвести их химический анализ. Однако распределение на дифрактограммах ориентированных препаратов в природном и сольватированном органическими жидкостями состояниях интенсивностей базальных отражений с d = 14.2; 7.18 и 3.53 Å, а также значение d (060) = 1.527 Å позволяют уверенно говорить о магнезиальности минералов. В галите Ма-хлорит всегда находится в ассоциации с диоктаэдрической гидрослюдой, Fe-иллитом. Во всех остальных случаях Mg - хлорит присутствует во фракциях совместно с минералами группы серпентина и талька. Следует отметить, что Мд-хлорит не был обнаружен в тонкописперсных фракциях пепловых туфов.

Все хдориты соленосной толщи купола Индер характеризуются значениями параметра b = 9,126-9,144 Å в отличие от хлоритов Оренбургского Приуралья, для которых значение этого параметра составляет 9,210-9,222 Å. Уменьшение параметра b связано, очевидно, с дефицитом катионов в октаздрах 2:1 слоев.

Компонент	СССР, ку-	гдр, фрг		Австрия	США
	пол Индер	1	2	3	4
Si	3,58	2,95	3,50	2,92	2,91
AI ^{IV}	0,42	1,05	0,50	1,08	1,09
AIVI	1,07	0,85	0,10	1,29	1,09
Ti	-	-	-	0,04	-
Fe ³⁺	· —	0,20	0,40	0,19	-
Fe ²⁺	0,10	0,20	0,30	0,95	0,23
Mg	4,50	4,70	5,20	3,31	4,51

Структурные формулы хлоритов из соленосных отложений

Таблиша 33

Примечание. 1 – амезит из карналлита цехштейна; 2 – пеннин из кизеритсильвин-галитовой породы, цехштейн; 3 – клинохлор из измененных базальтовых туфов среди соляных пород. Хальштатт; 4 – клинохлор из верхнесилурийской соленосной толщи Ретсоф. 1, 2 – по данным О. Брайтша [Braitsch, 1971]; 3 – по данным М. Бодина [Bodine, 1971]; 4 – по данным М. Бодина и др. [Bodine et al., 1973]. Для одного образца (302), в тонкодисперсной фракции которого, помимо Mgхлорита, присутствует вермикулитовый минерал, удалось, как было показано выше, получить приблизительную кристаллохимическую формулу хлорита: $(Si_{3,6}Al_{0,4})$ $(Al_{1,07}Mg_{4,5}Fe_{0,1}^{2+})O_{10}(OH)_8$. Возможное распределение катионов по слоям: $(Si_{3,6}Al_{0,4})(Mg_{2,7}Fe_{0,1}^{2+})O_{10}(OH)_2$ - трехэтажный слой; $(Al_{1,07}Mg_{1,8})(OH)_6$ бруситоподобный слой. Спецификой минерала является довольно низкая степень замещения Si на Al в тетраэдрах. Отрицательный заряд 2:1 слоев компенсируется избыточным положительным зарядом одноэтажных слоев, обусловленным вхождением в них катионов Al. Сравнение состава хлорита с хлоритами из соленосных бассейнов Западной Европы и США приведено в табл. 33. Как видно из таблицы, хлорит из соленосной толщи купола Индер по составу тетраэдрических слоев ближе всего к пеннину из цехштейна ФРГ. По составу октаэдрических сеток все хлориты, за исключением пеннина ФРГ, очень близки друг к другу.

Триоктаэдрические смешанослойные минералы биотит-хлорит-монтмориллонит

В верхней половине шушуктауской пачки фиксируется довольно значительное количество биотита, слабо измененные пластинки которого слагают иногда существенную часть глинистой породы. Единичные пластинки биотита отмечаются в бороносных линзах "среднего" борно-калийного горизонта (см. фиг. 29, обр. 355), но особенно много биотита в верхнем ашаритовом горизонте и в борно-калийных линзах, обогащенных глинистым материалом, непосредственно ниже и выше его (см. фиг. 29, обр. 304, 305, 307).

Рентгенодифракционные картины фракций <0,001 мм, выделенных из глинистых линэ, содержащих пирогенный биотит, приведены на фиг. 36.

Дифрактограммы природных образцов характеризуются широкой полосой повышенной интенсивности в малоугловой области между отражениями с d = 10-14 Å. Насыщение препаратов глицерином не изменяет существенно дифракционной кар-



Фиг. 36. Дифрактограммы фракций <0,001 мм обр. 304 (A) и 307 (Б) Условные обозначения см. фиг. 34

тины обр. 307, тогда как в обр. 304 наблюдается расширение плато из фона повышенной интенсивности до 17,3 Å. После прокаливания при 550°С появляется сильное асимметричное со стороны малых углов отражение с d = 10,0Å и небольшое по интенсивности с d = 13,8Å; d (060) = 1,529Å. Анализ дифрактограмм свидетельствует о том, что в образцах присутствует гамма триоктаздрических неупорядоченных смешанослойных образований, представляющие собой фазы, переходные от биотита к вермикулиту, монтмориллониту и хлориту. Реликты обломочной триоктаздрической гидрослюды наиболее отчетливо проявляются на дифрактограммах обр. 304. В обр. 307 присутствует, кроме того, минерал из группы серпентина.

Серпентин

В разрезе соленосной толщи купола Индер довольно часто встречается минерал из группы серпентина. В "нижнем" горизонте борно-калийных солей он фиксируется почти во всех глинистых включениях, расположенных непосредственно в самом горизонте (см. фиг. 24). Спорадически отмечается его присутствие совместно с лейкофиллитом в глинистых фракциях пеплового туфа, расположенного выше "нижнего" борно-калийного горизонта (см. фиг. 24, обр. 25, 316). В "верхней" бороносной пачке минерал присутствует среди большинства глинистых включений как внутри самого бороносного горизонта, так и в линзах борно-калийных и калийно-магниевых солей ниже горизонта.

Высокое содержание серпентина отмечается в глинистых включениях одной из линз "средней" бороносной пачки (см. фит. 29, обр. 355). Вмещающая глинистые включения линза представлена бороносной брекчиевидной галит-полигалитовой породой, в которой полигалит-борацитовые обломки сцементированы сильвином нескольких генераций, галитом и более поздним полигалитом. Глинистые включения в виде мелких обособленных округлых образований с резкими контурами локализованы в основном на нижнем контакте бороносных пород с вмещающими галитовыми. Размер глинистых включений, как правило, не превышает 3 см в диаметре, в единичных случаях составляет около 7 см. Цвет их темно-серый, обусловленный довольно высоким содержанием органики. Под микроскопом осмовная масса вмещающей породы сложена сильно перекристаллизованными галитом и полигалитом. Полигалит мелко- и микрозернистый, участками перекристал-

Табл	ица	34
------	-----	----

	Фракция,	MM	Фра		КЦИЯ, ММ	
Компонент	0,05-0,005*	<0,005	O	0,05-0,005*	<0,005	
SiO ₂	41,50	41,12	к ₂ 0	1,46	2,75	
TiO ₂	0,51	0,25	Н ₂ О+		11,97	
Al ₂ O ₃	8,76	8,66	н ₂ о-	2,58	1,83	
Fe ₂ O ₃	1,60	2,46	П.п.п.	14,25		
FeO	2,45	0,24	P205	0,05	0,09	
MnO	0,04	0,04	со ₂		Нет	
M gO	25,40	28,09	С		2,03	
CaO	0,34	Нет	S	0,43		
Na ₂ O	0,14	0,24	Сумма	99,51	99,91	

Химический состав фракций обр. 355

*Анализ выполнен в объединенной лаборатории ВКГРЭ.

Примечание. В п.п.п. вошли СО2 и Сорг.


Фиг. 37. Дифрактограммы фракций <0,001 мм, содержащих серпентин A - обр. 355; Б - обр. 42; В - порошкограмма обр. 355 Условные обозначения см. фиг. 34

лизован в удлиненно-призматические кристаллы. Иногда в нем видны многочисленные скопления каинита, каинита с калиборитом и пинноита. Каинит образует зернистые агрегаты, зерна его изометричны с ровными контурами; калиборит и пинноит присутствуют в виде хорошо образованных кристаллов.

Глинистые включения в шлифах имеют отчетливую туффитовую структуру. В довольно значительном количестве отмечаются обломки свежего неразложенного андезитового (?) стекла ($n' \approx 1,523-1,529$), слабо гидратированный биотит, а также апатит и пикотит. В иммерсионных препаратах можно наблюдать развитие спутанно-волокнистых агрегатов серпентина по стекловатому базису. В этом случае показатель преломления сохранившихся неизмененными участков стекол не превышает 1,520. Серпентин характеризуется значениями $Ng \approx \pi 1,556$, $Np \approx 1,546$. Все глинистые минералы, присутствующие в этой линзе, являются существенно триоктаэдрическими. Об этом свидетельствуют чрезвычайно высокое содержание MgO в химическом анализе образца (табл. 34), данные ИК-спектроскопии, а также наличие на дифрактограмме неориентированного препарата только одного сильного отражения (ОбО) с d = 1,527 Å (фит. 37).

В состав глинистой фракции входят следующие фазы, определенные в результате рентгеновского изучения ориентированного препарата, подвергнутого различным обработкам: хлорит-разбухающий хлорит с дефектным характером бруситовых слоев, гидратированный тальк и 7 Å серпентиновый минерал.

Хорошо известны трудности, связанные с установлением серпентиновых минералов, когда они находятся в смеси с хлоритами. В данном случае о присутствии серпентина свидетельствует следующее. Рефлексы с d = 7.17 и 3.56 Å на дифрактограмме природного препарата значительно более симметричны, узки и интенсивны, чем отражения с d = 14.3 и 4.74 Å (см. фиг. 37, A), После насыщения образца глицерином и этиленгликолем исчезает отражение с d = 4.74 Å. что связано с разбуханием части пакетов в смешанослойной фазе хлорит-разбухающий хлорит. После прокаливания при 300°С снова существенно отличаются форма и интенсивность рефлексов с d = 7,13 и 3,58 Å от рефлексов с d = 14,2и 4.7 Å. принадлежащих фазе хлорит-разбухающий хлорит. Если бы рефлексы с d = 7,13 и 3,58 Å принадлежали хлориту, то естественно было ожидать столь же острого и еще более интенсивного рефлекса с d = 14 Å на дифрактограмме прокаленного образца. После прокаливания образца при 550°С 14 Å фаза фиксируется лишь по слабой ступеньке на 10 Å рефлексе, что связано с сжатием трехэтажных слоев вследствие разрушения дефектных бруситовых сеток. Рефлексы с d = 7.14 в 3.57 Å сохраняются такими же интенсивными и симметричными. Разрушение структуры минерала происходит при температуре выше 600 чС.

Более выразительная дифракционная картина серпентинового минерала, составляющего, очевидно, основную часть поликомпонентной тонкодисперсной фракции обр. 42, приведена на фиг. 37, *Б*. Здесь в ассоциации с серпентином находятся гидратированный тальк и смещанослойный хлорит-разбухающий хлорит (~1:1) с неупорядоченным чередованием разнотипных пакетов.

Рентгеновские порошковые данные фракций (см. фиг. 37, *B*) свидетельствуют о том, что серпентин, скорее всего, принадлежит к группе амезита. Необычным (для минералов этой группы) является то, что серпентин из соленосной толщи чрезвычайно быстро разрушается в результате легкой солянокислотной обработки: даже при комнатной температуре, без подогрева, обработанная в течение суток 5%-ной HCl фракция полностью аморфизуется.

Кривые нагревания и ИК-спектр фракций, содержащих серпентин, приведены на фиг. 31, *Б* и 32, *Б* соответственно.

К минералам *ipynni manika* с известной долей условности отнесены глинистые минералы, основным структурным элементом которых являются тальковые слои.

Тальк-вермикулит

В 15 м ниже "верхнего", ашаритового, горизонта борно-калийных солей присутствует будини рованный глинистый прослой, в значительной степени обогащенный пепловым материалом (см. фит. 29, обр. 306).

Рентгеновское изучение фракции <0,001 мм, выделенной из породы, показало ее сложный состав. Дифрактограмма ориентированного препарата (фиг. 38) в природном состоянии содержит серию интенсивных базальных отражений с d == 10,6; 4,92 и 3,29 Å, свидетельствующих о наличии слюдистого минерала. Заметная асимметрия первого базального рефлекса в сторону малых углов говорит о возможном присутствии в образие разбухающих компонентов. Особенностями дифракционной картины от неориентированного препарата являются диффузность и плохое разрешение отдельных рефлексов, в частности с d = 3,63и 3,07 Å, характеризующих степень трехмерной упорядоченности слюдистых минералов модификации 1 М. Присутствие двух отражений (060) с d = 1,497 и 1,525 Å указывает на наличие в образце примерно в равных количествах дии триоктаэдрических фаз. Обработка в течение 10 мин 5%-ным раствором HCl



Фиг. 38. Дифрактограммы фракций <0,001 мм обр. 306

а - неориентированный; б-д - ориентированные:
 б - природный, в - насыщенный глицерином, в - насыщенный этиленгликолем, д - прокаленный при 550°С

привела к исчезновению на порошкограмме отражения с d (060) = 1,525 Å. Анализ дифракционной картины от ориентированного препарата, насыщенного органическими жидкостями, привел к заключению, что в образце содержатся гидролейкофиллит и смешанослойная фаза тальк-вермикулит. Как было установлено [Соколова и др., 1976], высота лейкофиллитовых пакетов заметно меньше эначений d (001) обычных иллитов, вследствие чего d (003) лейкофиллита на дифрактограммах природных образцов имеет значение 3,28 А. В случае присутствия в структуре разбухающих монтмориллонитовых слоев должно происходить смещение этого рефлекса в сторону отражения (005) чистого монтмориллонита с d = 3,56 Å, что и наблюдается на дифрактограмме препарата, насыщенного глицерином (см. фиг. 38). Присутствие смешанослойной фазы регистрируется на дифрактограмме насыщенного глицерином препарата лишь по заметно усилившейся асимметрии первого малоуглового рефлекса и смещению второго отражения в сторону большого угла heta с соответствующим изменением d от 4,93 до 4,70 Å. Более выразительной оказалась дифрактограмма препарата, насыщенного этиленгликолем. На ней можно выделить две системы дифракционных максимумов. Одна с d = 10,2; 4,98 и 3,39 Å принадлежит

лейкофиллиту (возможно, что увеличение значения *d* первого малоуглового рефлекса связано с тонколисперсностью образца), а другая с *d* = 12,4;4,7 и 3,33 Å принадлежит триоктаэ́дрической смещанослойной фазе, в которой неупорядоченно чередуются тальковые слои (9,6 Å) и вермикулитоподобные (12,5 Å). Последние почти не набухают при обработке глицерином, но более активно адсорбируют молекулы этиленгликоля, расширяя вермикулитовые пакеты до 14,7 Å. Возможно, присутствует небольшая примесь собственно вермикулита. Веским подтверждением результатов рентгеновского изучения образца является анализ его химического состава (табл. 35), из которого можно получить структурные формулы гидролейкофилита и смещанослойной фазы: $K_{0,63}Ca_{0,02}(Si_{3,82}Al_{0,18})(Al_{1,35}Fe_{0,13}^{3+}Fe_{0,02}^{2+}Mg_{0,52})O_{10}(OH)_2$ и $Na_{0,03}Mg_{0,32}(Si_{3,35}Al_{0,65})Mg_3O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O$ соответственно.

Сумма октаздрических катионов в слюдистой фазе лишь слегка превышает 2,0, тогда как во второй все октаздры 2:1 слоев заселены катионами Mg. Если принять, что тальковый и вермикулитовый пакеты имеют состав $M_{g_3}Si_4O_{10}(OH)_2$ и $M_{g_3,5}(Si_3AI)O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O$ соответственно, то отношение их содержаний в смешанослойной фазе составляет приблизительно 4:6.

Кривые нагревания фракции <0,001 мм обр. 306 (см. фиг. 31, *B*) характеризуются одним низкотемпературным эндоэффектом при 160°С и двумя высокотемпературными при 630 и 850°С. При 630°С происходит основная потеря ОНгрупп лейкофиллита, а при 850°С – разрушение структуры лейкофиллита и тальковых слоев. Экзопик при 880°С отражает появление новых магнезиальных фаз. Общая потеря веса в образде 12,7%. ИК-спектр фракции приведен на фит. 32, *B*.

	Компонент		Фраз	кция, мм	
	монент	>0,01	0,01-0,005*	0,005-0,001**	<0,001
SiO2		56,20	53,16	55,87	50,38
TiO ₂		0,29	0,38	0,27	0,54
Al_2O_3		12,97	12,20	13,15	11,11
Fe ₂ O ₃		0,48	0,08	0,08	1,31
FeO		1,01	1,01	0,50	0,16
MnO		0,01	0,01	0,01	Нет
P_2O_5		0,06	0,05	0,03	0,03
CaO		0,34	0,67	0,62	0,50
MgO		12,01	15,72	12,41	19,11
Na ₂ O		0,26	0,50	0,16	0,14
к ₂ о		8,22	5,40	8,00	3,51
н ₂ о+					7,69
н ₂ о-		1,84	2,18	1,62	3,77
со ₂				0,10	0,32
С				1,06	1,12
П.п.п.		5,66	8,22	6,02	-
S		0,30	0,24	-	-
Сумме	1	99,65	99,81	99,90	99,66
Кварц		0,35	0,69	-	0,06
I + II	sio ₂	-	-	-	0,91
выт.	Fe ₂ O ₃	-	-	-	0,008
	Al ₂ O ₃	-	-	-	0,09

Таблица 35 Химический состав (в %) фракций обр. 306

*Анализы выполнены в объединенной лаборатории ВКГРЭ.

** Анализ выполнен в центральной лаборатории ПГРО. Остальные анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР. Аналитик К.А. Степанова.

Примечание. В п.п.п. вошли СО2 и Сорг.

Гидратированные талькоподобные минералы

В соленосных отложениях эти минералы установлены впервые. Минералы близкого структурного типа под разными названиями (β-жеролит, 10 Å-гарниерит, гидратированный тальк) были описаны в корах выветривания ультраосновных пород Урала [Гинзбург, Рукавниникова, 1951; Витовская, Берхин, 1965] и Воронежской антеклизы [Савко, 1970], в ископаемых латеритах Югославии [Maksimović, 1966], воластинитовых скарнах [Imai et al., 1973) и подушечных лавах Японии [Suzuki et al., 1976], в современном поверхностном слое глубоководных океанических осадков впадины Хесса (осевая зона Галапагосского хребта) в ассоциации с высокотемпературными новообразованиями троилита и



Фиг. 39. Дифрактограммы фракций < 0,001 мм, содержащих гидратированный тальк

 $A = off B_{2}, 38; B = off B_{2}, 15; B = off B_{2}, 327$

a – неориентированный; $\delta - n - ориентированные: \delta$ – природный, δ – насыщенный катионами Mg, i – насыщенный глидерином, ∂ – насыщенный катионами Mg и глидерином, ℓ – насыщенный этиленгликолем, ж – насыщенный катионами Mg и этиленгликолем, 3 - n – прокаленные при: 3 - 300, u = 400, $\kappa = 550$, $n = 650^{\circ}$ C

пирротина [Розанова, 1976]. Для обозначения 10 Å талькоподобного минерала, у которого в межслоевых промежутках 2:1 тальковых слоев фиксированы молекулы воды, Г. Бриндли и П. Хангом [Brindley, Hang, 1973] было предложено название "моногидрат талька". По их представлениям, молекулы воды в структуре минерала занимают те же позиции, что и катионы К в структуре флогопита. Идеальный состав минерала: $H_2OSi_4Mg_3O_{10}(OH)_2$. Специфика минерала в том, что удаление межслоевой молекулярной воды из структуры происходит при температуре около 800°C [Hang, Brindley, 1973; Imai et al., 1973; Suzuki et al., 1976].

В соленосной толще купола Индер гидратированные талькоподобные минералы установлены в глинистых линзах средней и нижней ритмопачек среди калийно-магниевых солей. Наибольшее их содержание связано с глинистыми включениями в "нижней" борно-калийной залежи на участке развития кизерит-карналлитовых и лангбейнит-галитовых пород (см. фиг. 24). Породой, непосредственно вмещающей глинистый материал в зоне кизерит-карналлитовых пород (обр. 327, 38), является каменная соль с кизеритом, карналлитом, ангидритом, полигели-112

 V			Фракция	I, MM
NOMIO	Heht	Порода	0,005-0,001	<0,001
SiO ₂	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	36,81	40,62	46,50
TiO ₂		0,37	0,90	0,29
Al ₂ O ₃		6,86	8,16	7,35
Fe ₂ O ₃		2,89	3,58	2,44
FeO		0,72	0,27	0,20
MnO		0,02	-	0,01
CaO		0,22	1,68	0,34
MgO		31,02	30,77	28,03
Na ₂ O		0,11	0,08	0,14
к ₂ о		0,46	0,38	0,37
н ₂ 0+		9,51	-	8,28
Ч,0-		2,50	3,17	3 ,41
P ₂ O ₅		0,03	-	0,23
CO_2		5,70	2,37	0,32
С		2,30	-	1,84
B ₂ O ₃		-	0,70	-
Сумма		99,52	92,68	99,75
SiO ₂ кварг	<u>(a</u>	Her	-	0,10
I + II выт.	SiO2	1,52	-	0,84
	Fe ₂ O ₃	0,02	-	0,01
	A1203	Нет	-	0,09

Таблица 36 Химический состав (в %) породы и фракций обр. 327

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР. Аналитик К.А. Степанова.

том и микроагрегатным ашаритом. Основная масса фракций >0,01 мм представлена агрегатами полуизотропных глинистых частип, двупреломляющих в желтовато-серых тонах с показателем преломления n' = 1,556-1,558 и 1,524-1,526. Присутствуют единичные зерна аутигенного кварца и стяжения кварцина, единичные зерна свежего биотита, оксилепидомелана и хлорита, а также минерал из группы гидроталькита. Из борных минералов определены борацит, хильгардит и стронциохильгардит, единичные зерна калиборита. Следует отметить, что перечисленные борные минералы вместе с ангидритом и кизеритом составляют подавляющую часть нерастворимого остатка вмещающей кизерит-карналит-галитовой породы.

Породой, вмещающей глинистый материал на участке развития лангбейнитгалитовой минерализации (обр. 15), является гелит с кизеритом, лангбейнитом, полигалитом и значительным количеством калиборита. Основной состав фракции >0,01 мм тот же, что и обр. 38 и 327.

Одним из основных компонентов тонкодисперсных фракций обр. 38, 15, 327 и других является своеобразный гидратированный талькоподобный минерал с 8. Зак. 896 113

	Общая мине-		Co	сержание *	<u></u>	
Образец	рализация рассола, г/кг	so ₄	Cl	Br	Ca	
17	232,3	<u>6,70</u> 0,139	<u>126,7</u> 4,492	<u>4,75</u> 0,059	<u>0,6</u> 0,03	I
313	294,9	<u>8,4</u> 0,175	$\frac{163,7}{4,617}$	<u>15,85</u> 0,198	0,9 0,048	
316	289,4	<u>5,40</u> 0,112	<u>165,1</u> 4,656	<u>15,5</u> 0,194	1,7 0,085	
60	314,9	<u>6,8</u> 0,142	<u>173,0</u> 4,881	<u>14,0</u> 0,175	<u>0,6</u> 0,032	
16	294,95	9,40 0,196	<u>159,4</u> 4,494	<u>24,3</u> 0,304	<u>0,6</u> 0,030	
61	206,40	<u>6,4</u> 0,133	$\frac{111,7}{3,152}$	<u>16,3</u> 0,204	<u>0,6</u> 0,030	
327	315,0	<u>32,0</u> 0,667	<u>196,9</u> 5,552	<u>4,7</u> 0,059	Нет	
359	309,5	<u>5,70</u> 0,119	<u>174,8</u> 4,930	<u>18,4</u> 0,230		
*В числител	ю — в г/кг, в с	знаменателе	- в экв/кг.			

Таблица 37 Состав поровых растворов в глинистых линзах

весьма необычными и сложными дифракционными характеристиками. Для этого минерала характерны следующие две особенности: в его структуре наряду с собственно тальковыми неразбухающими слоями содержатся гидратированные межслои, все или часть которых способна разбухать при насыщении органически-МИ ЖИДКОСТЯМИ: СЛАГАЮЩИЕ МИНЕРАЛ КРИСТАЛЛЫ СОСТОЯТ ИЗ ОЧЕНЬ ТОНКИХ ВДОЛЬ оси с блоков когерентного рассеяния. Если бы кристаллы талькоподобного минерала состояли из достаточно толстых доменов, но содержали чередующиеся разбухающие и неразбухающие межслои, то дифракционные характеристики минерала изменялись бы при различных обработках в полном соответствии с теорией анфракции рентгеновских лучей для смещанослойных структур. В частности, при неупорядоченном чередовании 9,4 и 17 Å слоев на дифрактограмме должны быть зафиксированы рефлексы с d < 9,4 Å и d < 3,13 Å. Если бы все кристаллы содержали только неразбухающие тальковые слои, но слагающие их домены были бы очень тонкими, то соответствующая дифракционная картина должна была содержать нецелочисленную серию базальных отражений, главным образом за счет того, что первый рефлекс в этом случае смещается в малоугловую область и имеет d> 9,4 Å. Существенно, что эффект малой толщины доменов практически не влияет на положение рефлексов, имеющих d < 4,9 Å. Когда талькоподобный минерал содержит разбухающие слои, а его кристаллы состоят из тонких доменов, то рассмотренные выше дифракционные эффекты проявляются одновременно. Следует отметить, что наиболее четко наличие эффекта малой толщины выявляется на дифрактограммах обезвоженных в результате прокаливания препаратов. Нецелочисленная серия отражений здесь почти целиком обязана эффекту малой толщины доменов, так как обезвоженные слои имеют высоту, весьма близкую к высоте тальковых слоев, и в этих условиях наличие смешанослойности практически не ощущается в дифракционных картинах.

В свете сказанного рассмотрим дифракционные особенности минерала, содержащегося в обр. 38 (фиг. 39, *A*). Дифрактограмма исходного образца содержит нецелочисленную серию базальных отражений с *d* = 10,1; 4,74 и 3,17 Å, 114

	Содержание*		Ионные отношения			
Mg	Na	К	δMg/δCl	Br. 10 ³ /Cl	K/Br	
<u>23,9</u> 1,968	<u>50,8</u> 2,261	<u>18,90</u> 0,483	0,41	37,49	3,98	
<u>26,8</u> 2,200	<u>39,90</u> 1,735	<u>39,40</u> 1,008	0,49	96,82	2,49	
<u>26,1</u> 2,149	<u>44,3</u> 1,928	<u>31,3</u> 0,800	0,46	93,88	2,02	
<u>18,6</u> 1,533	57,4 2,495	<u>44,5</u> 1,138	0,32	80,9	3,18	
<u>32,0</u> 2,627	<u>31,5</u> 1,371	<u>37,75</u> 0,965	0,55	152,4	1,55	
21,3 1,752	<u>23,6</u> 1,029	<u>26,5</u> 0,679	0,52	145,9	1,63	
<u>73,39</u> 6,036	<u>2,10</u> 0,091	<u>5,90</u> 0,151	0,97	23,87	1,26	
<u>69,07</u> 4,035	4,5 0,195	<u>37,1</u> 0,948	0,79	105,3	2,02	

которая внешне весьма сходна со слюдистой и отличается от нее главным образом положением рефлекса с d = 3,17 Å. После насыщения образца глицерином и эткленгликолем наблюдаются изменения, которые указывают на наличие в структуре минерала небольшого числа (около 10%) разбухающих межслоев. Об этом прежде всего говорит уменьшение d первого малоуглового рефлекса до 9.93 и 9.8 Å в случае насыщения глицерином и этиленгликолем соответственно. Вместе с тем набор отражений с d = 9,74; 4,74 и 3,14 Å на дифрактограмме прокаленного образца, так же как и присутствие на дифрактограммах образцов во всех состояниях рефлекса с d = 3,16-3,18 A, свидетельствует о налични тонких доменов, из которых состоят частицы исследуемого минерала. Другими словами, истинная высота слоев в структуре обезвоженного минерала равна $3.14 \times 3 = 9.42$ Å, а наличие рефлекса с d = 9.74 Å обусловлено его смещением в малоугловую область за счет эффекта малой толщины доменов. Аналогично нецелочисленная серия отражений на дифрактограммах образцов, насыленных органическими жилкостями, объясняется наложением эффектов смещанослойности и малой толщины областей когерентного рассеяния.

В обр. 15 (см. фиг. 39,5) в структуре гидратированного талькоподобного минерала существенно возрастает число разбухающих межслоев, и его, вероятно, правильнее рассматривать как неупорядоченную смешанослойную фазу тальк-сапонит. Действительно, первый малоугновой рефлекс этой фазы имеет $d \approx 11$ Å для природного образца и $d \approx 9,6$ Å после его обработки этиленгликолем. Столь сильное смещение рефлекса в результате насыщения образца свидетельствует о том, что в структуре минерала содержится около 30% разбухающих смектитовых межслоев. В то же время четко выраженная нецелочисленность на дифрактограмме прокаленного препарата с заметным смещением первого рефлекса в область малых углов является проявлением эффекта малой толщины областей когерентного рассеяния.

Более сложной дифракционной картиной характеризуется обр. 327 (см. фит. 39, В). Анализ дифрактограмм образцов, обработанных органическими

Таблица с	38								
Содержание	К ₂ Ои	Na_2O	(в %)	во	фрак циях	<0,001	MM	образцов,	содержа-
ших талькоп	одобны	е мин	эралы						

Образец	к ₂ о	Na ₂ O	Образец	к ₂ о	Na ₂ O
327	0,37	0,14	42	0,42	0,34
355	2,75	0,24	41	0,94	0,17
12	1,13	0,11	7	0,48	0,22
38	0,40	0,24	32	2,44	0,22
11	0.63	0.29		-	•

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР. Аналитик Н.Н. Шацкая.

жидкостями, в том числе препаратов, предварительно насыщенных обменными катионами Mg, показывает, что анализируемый минерал состоит из совокупности частиц, в которых неупорядоченно чередуются тальковые и сапонитовые слои в соотношениях, непрерывно изменяющихся в пределах от 1:0 до 0:1, т.е. от чисто тальковых до чисто сапонитовых. Именно с этим связано наличие на дифрактограммах насыщенных этиленгликолем образцов плато из фона повышенной интенсивности между рефлексами с d = 3,14-3,56 и 9,4-14 Å. Не исключено, что в рассматриваемой системе чередуются 9,4; 14 и 16 Å слои. Аналогичный характер имеют дифрактограммы образца, насыщенного катионами Mg. При этом доля слоев, разбухающих при насыщении органическими жидкостями до 14 Å, увеличивается. Наличие нецелочисленной серии отражений с d = 9,8; 4,7 и 3,14 Å на дифрактограмме прокаленного образца – свидетельство проявления эффекта малой толщины областей когерентного рассеяния.

Как можно видеть из табл. 36, химический состав породы и фракций обр. 327 отличается чрезвычайно высоким содержанием MgO и крайне незначительным – K₂O, Na₂O и CaO. Химический состав образца коррелируется с составом поровых вод (табл. 37), характеризующихся высокой общей минерализацией (315,0 г/кг) и преобладанием в рассоле ионов Mg, Cl и SO₄ при чрезвычайно низком содержании ионов K и Na. В табл. 38 приведены результаты определения содержаний K₂O и Na₂O во фракциях < 0,001 мм из образцов, содержащих талькоподобные минералы.

На кривых нагревания образца (см. фиг. 31, Г) отмечаются три эндоэффекта. Один – низкотемпературный при 150°С – соответствует удалению адсорбционной воды и, очевидно, части межслоевой воды из структуры гидратированного талька. Потеря веса при этом составляет 4,7%. Два других эффекта являются результатом выделения структурной воды при 630°С из бруситового слоя (потеря веса 2,7%) и при 850°С – из тальковых слоев (потеря веса 3,7%). В интервале температур 200-580°С наблюдается постепенное уменьшение веса нагреваемого образца, что связано как со сгоранием органического вещества (1,9%), так и с потерей межслоевой молекулярной воды в структуре гидратированного талька (2,4%), что хорошо согласуется с данными дифрактометрии.

ИК-спектр образца (см. фиг. 32, Г) характерен для триоктаэдрического высокомагнезиального минерала. В области валентных колебаний ОН-групп отмечаются сильный и уэкий максимум при 3670 см⁻¹, характерный для талька, и два широких и расплывчатых при 3600 и 3425 см⁻¹, связанных с молекулярной межслоевой водой в структуре гидратированного талька. В целом ИКспектр аналогичен ИК-спектру гидратированного талька из подушечных лав Японии [Suzuki et. al., 1976].

В калийно-магниевых пластах и линзах соленосной толши Индер гидратированный тальк, как правило, присутствует в ассоциации с 7Å серпентиновым минералом. В "нижней" борно-калийной залежи намечается некоторая закономерность в распределении этих минералов по пласту. В кровле пласта в составе глинистых фракций преобладает серпентиновый минерал, тогда как в глинистых линзах, расположенных непосредственно в пласте или у его нижного контакта, преобладает гидратированный тальк.

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ ПЕПЛОВЫХ ТУФОВ

Ассоциации глинистых минералов вулканопирокластических пород своеобразны и резко отличны от ассоциаций, связанных сглинистыми включениями в соляных породах. В нескольких прослоях пепловых туфов установлен диоктаздрический слюдистый минерал – лейкофиллит, в одном – триоктаздрический смешанослойный флогопит-вермикулит. В гипсовой шляпе купола также обнаружены лейкофиллит и смешанослойный лейкофиллит-монтмориллонит с упорядоченным характером переслаивания разнотипных пакетов.

Смешанослойный флогопит-вермикулит

Минерал был выделен из нижнего прослоя пеплового туфа (см. фиг. 29, обр. 39), характеризующегося отчетливой витрокластической структурой. В отличие от лейкофиллитовых туфов порода обладает значительно более низким содержанием аутитенного кварца и более высоким – калиевого полевого шпата. Состав тонкодисперсной фракции ее специфичен.

Фазовый состав фракции < 0,001 мм обр. 39 необычен в том отношении, что в нем содержится триоктаздрический магнезиальный слюдистый минерал с небольшим числом гидратированных вермикулитовых слоев. По дифракционным характеристикам минерал сходен с так называемыми гидробиотитами, в структуре которых чередуются слюдистые и вермикулитовые межслои. Дифрактограммы фракций <0,001 и 0,01-0,001 мм приведены на фиг. 40. В качестве одной из фаз в образце содержится триоктаздрический смешанослойный хлорит-разбухаюший хлорит с тенденцией к упорядоченному чередованию разнотипных, разбухающих и неразбухающих, хлоритоподобных слоев. Второй фазой является гидратированный флогопитоподобный минерал. На дифракционной картине исходного ориентированного препарата последний идентифицируется по серии сильных базальных отражений с d = 10,9; 4,83 и 3,28 Å. Нецелочисленный характер этой серии свидетельствует, очевидно, о наличии в структуре гидратированных слоев. Вермикулитовая природа последних четко проявилась на дифрактограммах образцов, насыщенных глицерином и этиленгликолем. Известно существовение вермикулитов, которые образуют однослойный комплекс с глицерином (толщина пакета равна 14 Å) и двухслойный комплекс с этиленгликолем (толщина пакета 17 Å). Именно такого рода вермикулитовые слои содержатся в исследуемом минерале. Действительно, дифрактограмма препарата, насыщенного глицерином, почти не изменилась по сравнению с дифрактограммой исходного препарата, как и должно быть, если 15 А Са-содержащие гидратные пакеты заменить 14 А пакетами, в межслоях которых находятся молекулы глидерина. В соответствии с этим уменьшилось значение d первого и второго базальных отражений и увеличилось - третьего. Существенно иная картина наблюдается на дифрактограмме препарата, насыщенного этиленгликолем. В этом случае вермикулитовые слои разбухли до 17 Å и, по-видимому, часть К-содержащих межслоев, устойчивых при обработке глицерином, обнаружила способность к разбуханию. В результате на дифрактограмме появилось широкое плато, распространяющееся в область бо́льших углов рассеяния, начиная с $\theta = 4,5^{\circ}$. Это свидетельствует о полностью неупорядоченном чередовании в кристаллитах межслоев разного состава, а также о переменном соотношении разнотипных слоев в наборе слагающих минерал частиц. Увеличение d второго базального отражения до 5,15 Å обусловлено "взеимодействием" двух сильных отражений, соответствующих (002) рефлексу слюды с d = 5Å и (003) - вермикулита с d = 5.6Å. После прокаливания слои обезвоживаются и дифрактограмма приобретает "слюдистый" характер, а наблюдаемая небольшая нецелочисленность серии базальных отражений обусловлена,



Фиг. 40. Дифрактограммы фракций обр. 39, содержащих смешанослойные флогопит-вермикулит и хлорит-разбухающий хлорит

A - фракция <0,001 мм; Б - фракция 0,01-0,001 мм

а-е – ориентированные: *а* – природный, *б* – насыщенный глицерином, *е* – насыщенный этиленгликолем, *г*, *д* – прокаленные: *г* – при 250°С, *д* – при 550°С, *е* – обработанный 10%-ной уксусной кислотой; *ж* – неориентированный

12	Фракция,	MM	Компонент	Фракц	ия, мм
Komioheht	0,01-0,001	<0,001	Компонент	0,01-0,001	<0,001
SiO ₂	45,59	47,65	К ₂ О	1,61	2,18
TiO,	0,42	0,51	H ₂ O+	8,42	6,50
$Al_2 \tilde{O}_3$	6,52	8,31	н ₂ 0-	5,08	4,10
Fe ₂ O ₃	3,21	3,19	co ₂	0,20	0,07
FeO	0,28	0 ,3 7	сĨ	0,43	0,88
MnO	Сл.	0,01	$P_{9}O_{5}$	Her	0,17
CaO	1,29	0,50	sõ3	0,35	He onp.
MgO	26,48	25,05	Сумма	99,95	99,58
Na ₀ O	0,07	0,19			

Таблица 39 Химический состав (в %) фракций обр. 39

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР. Аналитик К.А. Степанова.



Фиг. 42. ИК-спектры флогопит-вермикулита (A, обр. 39, фракция < 0,001 мм) и однослойных минералов (Б): лейкофиллита (1), сколита (2) и мусковита (3)

по-видимому, эффектом малой толщины блоков когерентного рассеяния. Свидетельством триоктаздричности исследуемой фазы является значение межплоскостного расстояния отражения (060). Как это видно на фиг. 40, оно равно 1,529Å для описываемого слюдистого минерала и 1,524 Å для смешанослойной фазы хлорит-разбухающий хлорит. Правомерность такого соотношения d (060) оправдана сопоставлением дифрактограмм от разных фракций образца. Оказалось, что если фракция <0,001 мм представлена смесью двух фаз, то фракция 0,01-0.001 мм - фактически исключительно смешанослойной фазой хлорит-разбухающий хлорит c d (060) = 1,524 Å. Наиболее убедительно отсутствие слюдистого минерала во фракции 0,01-0,001 мм фиксируется по практически невыявленному на дифрактограмме отражению с d = 4,83 Å, которое имеет значительную интенсивность на дифрактограмме препарата от фракции <0,001 мм. Отмеченная сепарация фаз в разных фракциях позволила оценить состав анализируемого минерала. В табл. 39 приведены химические анализы двух фракций. По соотношению интенсивностей отражений (060) на дифрактограмме неориентированного препарата от фракции < 0,001 мм можно допустить, что содержащиеся в ней фазы представлены в равных соотношениях. В этих условиях нетрудно рассчитать структурную формулу, которая в первом приближении отражает основные кристаллохимические особенности минерала: $Ca_{0,1}K_{0,4}(Si_{3,3}Al_{0,7})$ (Al_{0,2}Fe³⁺ $Mg_{2,60} O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O_{\bullet}$

Пониженное содержание K, относительно небольшая для флогопитов степень замещения Si на Al в тетраэдрах, высокая магнезиальность – все эти характеристики минерала хорошо согласуются с приведенными выше структурными данными, согласно которым в нем содержатся межслои вермикулитового типа, а значение d (O6O) несколько меньше d (O6O) = 1,533 Å для флогопита идеального состава. Кривые нагревания и потери веса приведены на фиг. 41, A, B; ИК-спектр – на фиг. 42, A.

В табл. ХХ помещены электронно-микроскопические снимки пластинчатых кристаллов минерала.

Лейкофиллит

До настоящего времени очень мало известно о кристаллохимии и условиях формирования лейкофиллита - слюдистого минерала идеального состава: KSi₄AlMgO₁₀(OH)₂. Название этого минерала было введено Г. Штарклом [Starkl, 1883] для обозначения тонкопластинчатого серицитоподобного слоистого силиката (филлита), химический анализ которого в отличие от мусковита содержал аномально высокие концентрации SiO₂ и MgO. Д. Дэна [Dana, 1911] применил этот термин для обозначения магнезиальной разновидности мусковита, воспользовавшись при этом анализами Г. Штаркла. У. Шеллер [Schaller, 1950] проанализировал номенклатуру высококремнистых серицитов разного состава и обосновал предпочтительность термина "лейкофиллит". Тем не менее и в работе У. Шеллера не содержалось каких-либо новых данных о лейкофиллите по сравнению со сведениями 1883 г. Впервые слюдистый минерал, по составу очень близкий к лейкофиллиту, был определен в 1960 г. И. Кардимович [Kardymowicz, 1960] с последующим уточнением структурной формулы и метрики кристаллической решетки Ф. Зейфертом [Seifent, 1968]. Данный минерал состава $K_{0,86}$ Са_{0,04}(Si_{3,80}Al_{0,20}) (Al_{1,16} Ti_{0,02}Fe³⁺_{0,06}Fe²⁺_{0,06}Fe²⁺_{0,17}Mg_{0,57}) О₁₀(OH)₂ политипной модификации 1М с параметрами: $a = 5,208, b = 9,006, c = 10,071 Å и <math>\beta = 100,97^{\circ}$ был обнаружен в туффитах горы Барчи (Польша). Эту слюду можно рассматривать как близкую к лейкофиллиту в серии мусковит - фенгит - лейкофиллит, когда изоморфные замещения осуществляются по схеме 2A1=Mg+Si.Следует отметить, что Е. Магдефрау и Д. Хофманн [Maegdefrau, Hofmann, 1938] под названием "селадонит" описали минерал состава $K_{0,83}Ca_{0,03}(Si_{3,88}Al_{0,12})$ (Al $_{0,77}Fe_{0,36}^{3+}$ $Fe_{0,20}^{2+}Mg_{0,70}O_{10}(OH)_2$, обнаруженный в лавах Везувия. Низкий тетразарический заряд и высокое содержание двухвалентных катионов в структуре минерала сближают его с обычными селадонитами KSi₄(Fe³⁻Mg)O₁₀(OH)₂,

Тем не менее поскольку в октаздрах 2:1 слоев катионы Al преобладают над катионами Fe^{3+} , этот минерал можно отнести к лейкофиллиту, полагая при этом, что среди природных высококремнистых слюд существует непрерывная серия составов октаздров от $(MgFe^{2+})Fe^{3+}$ до $(MgFe^{2+})Al$.

В нескольких прослоях пепловых туфов (см. фиг. 29) из соленосной толщи купола Индер и в одной из линз гипсовой шляпы установлен минерал, состав которого позволил отнести его к лейкофиллиту.

Структурно-кристаллохимическая характеристика

Анализ дифрактограмм ориентированных препаратов показал, что преобладающим компонентом тонких фракций пепловых туфов является диоктаздрический слюдистый минерал (фиг. 43). Фракция <0,001 мм породы из гипсовой шляпы представлена практически мономинеральной слюдистой фазой, тогда как эти фракции ИЗ ПОРОД СОЛЕНОСНОЙ ТОЛЩИ НАХОДЯТСЯ В СМЕСИ С ТРИОКТАЭДРИЧЕСКИМИ КОМПОНЕНтами. Результаты насыщения образцов этиленгииколем и глицерином показали, что в структуре слюдистых минералов содержатся монтмориллонитовые межслои, число которых варьирует от образца к образцу от 0 до 10%. Другими словами, наряду с собственно слюдистым минералом встречены его гидратированные разности или смешанослойные слюда-монтмориллониты, в которых преобладают слои слюдистого типа. Намечается тенденция к увеличению монтмориллонитовых межслоев в структуре слюдистых минералов из зоны гипергенеза. Следует отметить, что при интерпретации дифрактограмм, полученных от препаратов, насыщенных этиленгликолем, учитывалось, что в структуре минерала высота слюдистых пакетов (2:1 слой + межслой) равна 9,85 Å, что характерно для лейкофиллита, а не 10,0 Å, как в случае обычных Аl-иллитов и мусковитов. По этой причине значение d = 9.8 A базального рефлекса. Зарегистрированное на дифрактограмме препарата, насыщенного глицерином (обр. 99-3/6), свидельст-



Фиг. 43. Дифрактограммы фракций <0,001 мм, содержащих лейкофиллит A - обр. 99-3/6; B - обр. 311; B - обр. 316

а – неориентированный; б – е – ориентированные: б – природный, в – насыщен – ный глицерином, г – насыщенный этиленгликолем, д – прокаленный при 350°С,
 е – прокаленный при 550°С

Таблица 40

Межплоскостные расстояния, индексы и относительные интенсивности рефлексов на дифрактограммах лейкофиллита и 1М мусковита

	Леякофиллит		Mj	Мусковит	
1	d	d•	d*•	hkl	
94	9.91	9.91	10.08	.001	
44	4.93	4.95	5.04	002	
47	4,44	4,50	4.497	020	
-	_ `	4,33	4,35	111	
12,5	4,10	4,10	4,12	021	
12,5	3,84	3,819	-	111	
31	3,61	3,619	3,66	112	
1,00	3,33	3,833	3,36	022	
100	3,293	3,292	3,36	003	
47	3,05	3,061	3,07	112	
25	2,876	2,887	2,93	113	
22	2,652	2,657	2,69	023	
47	2,561	2,564	-	131	
23	1,495	1,503	1,499	060	

вует о том, что в структуре слюдистого минерала содержится только 3-5% монтмориллонитовых межслоев, а не 15-20%, как в А!-гидрослюдах с аналогичным положением первого малоутлового рефлекса. Определение относительного содержания монтмориллонитовых межслоев в структуре гидрослюд проводилось с помощью графического метода, предложенного В.А. Дрицем и Б.А. Сахаровым [1976].

Электронографическое изучение слюдистых минералов позволило установить их принадлежность к модификации 1M с параметрами: a = 5,18, b = 8,98, c = 10,15 Å, $\beta = 100,6^{\circ}$, $c \sin \beta = 9,84$ Å.

Рефлексы на дифрактограммах неориентированных образцов (см. фиг. 43, 4) были проиндецированы в однослойной моноклинной ячейке с близкими параметрами (табл. 40). Важно отметить, что несмотря на общий характер дифрактограмм лейкофилита и Al-иллитов, между ними имеются заметные различия, обусловленные главным образом разницей в толщине слюдистых пакетов при практически одинаковых параметрах *a* и *b*. В этих условиях значения *d* сильных отражений 112, 003, 112 на дифрактограммах лейкофиллита заметно меньше аналогичных *d* Al-иллита модификации 1*M*.

В табл. 41 приведены химические анализы пород и фракций пепловых туфов из соленосной толщи купола Индер, горы Барчи и Везувия. Рассчитанные на основании данных химических анализов структурные формулы слюдистых минералов даны в табл. 42. Как видно из таблицы, наиболее существенной особенностью слюдистых минералов является низкий тетраэдрический заряд, поскольку степень замещения Si на Al в тетраэдрах не превышает 8%. Основной отрицательный заряд в 2:1 слоях локализован в октаэдрах и обусловлен значительным содержанием в них катионов Mg. Из-за дефицита катионов К и соответственного уменьшения величины компенсирующего положительного заряда в межслоях катионный состав октаэдров 2:1 слоев характеризуется несколько повышенным (по сравнению с идеальным составом слюды с низким замещением Si на Al) содержанием трехвалентных катионов. В целом полученные кристаллохимические формулы очень близки к формулам, отражающим состав лейкофиллитовых минералов горы Барчи и лав Везувия.

Кривые нагревания лейкофиллита (см. фиг. 41, *B*) характеризуются двумя низкотемпературными эндотермическими пиками – мошным при 140°С и незначительным при 230°С. Первый пик соответствует удалению адсорбированной воды, а второй – связан с молекулами воды в монтмориллонитовых межслоях. Обшая потеря веса составляет 5,8%. При 680°С происходит основная потеря ОН-

	Para E		Гора Ве-	T		Купол Индер	p .	
	Тора Б	врак.	зувші **			Образец		
Компонент		Г I		1	311		99-3/5	99-3/6
	Туффит	Лейж	офиллит			Фракция	я, MM	.
				Туффит	<0,001	< 0,001***	<0,001	<0,001
SiO ₂	58,54	56,02	55,30	49,78	52,24	54,52***	53,72	55,97
TiO	0,42	0,43	-	0,50	0,82	1,62	0,60	0,67
Al ₂ 03	18,98	17,82	10,90	12,88	18,81	16,01	17,99	17,11
Fe,0,	2,19	1,14	6,95	3,79	1,49	1,66	2,89	4,85
FeO	1,32	2,79	3,54	0,33	0,50	Her	0,28	0,16
MnO	Сл	0,03	-	Her	Her	•	Her	0,01
CaO	0,38	0,68	0,47	2,15	0,40	0,22	0,69	0,63
MgO	4,20	5,21	6,56	6,36	9,27	5,10	5,59	5,73
Na ₂ O	0,38	Сл.	-	2,28	0,09	0,63	0,04	0,07
K,0	7,40	9,17	9,38	9,40	5,69	6,66	7,26	7,44
н ₂ 0+	4,84	5,03	6,51	0,92	6,34	7,60	5,42	3,96
H ₂ 0-	2,39	1,51	-	3,26	2,79	3,70	5,00	2,93
P ₂ O ₅	0,05	0,12	-	-	0,03	-	0,03	0,01
co,	-	-	-	0,27	0,41	-	Нет	0,15
сĨ	-	-	-	0,65	0,62	-	-	0,04
so3	-	-	-	3,36	-	-	-	Нет
Cl	-	-	-	4,66	-	-	-	0,20
Сумма	101,09	99,95	99 ,61	100,59	99,50	97,72	99,51	99,93
Књарц	-	-	-	2,68	4,30	-	0,36	0,48
SiO _{2 am}	-	-	-	0,64	0,70	0,20	0,87	0,41

Таблица 41 Химический состав (в %) лейкофиллитовых пород и фракций

Но данным J. Kardymowicz [1960].
По данным E. Maegdefrau, J. Hofmann [1937].
Фракция <0,001 мм, обработанная 5%-ной HCl. Обр. 311 - кургантауская свита; обр. 99-3/5, 99-3/6 - элювий кургантауской свиты (гипсовая шляпа).

Таблица 42 Структурные формулы минералов

	Мусковит	Фенгит		Селадовит					
				Гора Барчи Гора Везувий		Купол Ини	teb	Район Завалье	
Komingheht	[Güven, 1971]		[Seifert.	[Maegdefrau,		Образцы		[Малкова, 1956]	
			1968]	Hofmann, 1937]	311	99-375	99-376		
Si	3.02	3,40	3.80	3,88	3,96	3,75	3,80	3,80	
AIV	0,98	0,60	0,20	0,12	0,04	0,25	0,20	0,20	
AlVI	1,90	1,43	1,16	0,77	1,33	1,26	1,18	0,21	
Fe ³⁺	0,02	0,05	0,06	0,36	0,09	0,15	0,25	1,01	
Fe ²⁺	0,05	0,09	0,17	0,20	-	0,02	0,01	0,27	
Mg	0,06	0,50	0,57	0,70	0,55	0,60	0,59	0,58	
Ca	.	0,02	0,04	0,03	-	0,05	0,03	0,04	
Na	0,10	0,07	-	-	0,08	-	0,01	-	
K	0,86	0,86	0,86	0,83	0,61	0,67	0,65	0,73	
Ti	-	-	0,02	-	-	-	-		

групп (3,9%), а при 850°С – полное разрушение структуры минерала, сопровождающееся аморфизацией, что подтверждается отсутствием экзотермического эффекта и данными рентгеновского анализа. Интересно отметить, что потери при прокаливании в интервале температур 500-700°С практически точно соответствуют содержанию гидроксильных групп в структуре минерала. Это оправдывает принятое при расчете кристаллохимических формул предположение, что анионный каркас лейкофиллитов имеет состав O₁₀(OH)₂.

Данные ИК-спектроскопии лейкофиллита приведены на фиг. 42, Б. Сравнение ИК-спектров лейкофиллита, мусковита, фенгита и сколита показывает, что их основные различия, обусловленные разным содержанием катионов Мg в октаздрических позициях, проявляются в области валентных колебаний ОН. Увеличение содержания Мд в октаздрах смещает положение частоты максимума от 3640 см-1 у мусковита до 3615 см-1 у лейкофиллита. Полосы наиболее сильного поглощения, обусловленные валентными колебаниями связей Si - O, в спектрах всех минералов расположены при 1030-1040 см-1. В области деформационных колебаний связей Si - O и Si - O - Al также наблюдается совладение максимумов всех главных частот поглощения. Незначительные отличия, проявляющиеся в смещении положений некоторых частот, связаны как со степенью совершенства структур минералов, так и с разницей в содержании октаздрических катионов. Влияние различного сопержания катионов Al в тетраэдрической координации проявляется в области 750-840 см⁻¹. Полосы поглощения при 835 и 760 см⁻¹ у мусковита становятся слабее у фенгита и сколита и исчезают у лейкофиллита. С изменением содержания Al в тетраэдрах происходит также изменение интенсивности полосы поглощения при 535-540 см-1.

Проведенное сопоставление структурных параметров мусковита, фенгита, селадонита, с одной стороны, и лейкофиллита – с другой [Соколова и др., 1976], показывает, что последний характеризуется вполне определенным своеобразием структуры. Особенности искажений тетраэдрической сетки лейкофиллита сближают его с селадонитом, тогда как строение октаэдрической сетки в структуре этого минерала близко к сетке фенгита. Лейкофиллит вряд ли правильно называть Al-селадонитом или Mg-мусковитом, поскольку он является крайним членом как в серии мусковит – фенгит – лейкофиллит, так и в серии селадонит – лейкофиллит. Представляется целесообразным называть лейкофиллитом калиевый слюдистый минерал состава $K_x(Si_{4-y}Al_y)$ (Al_{2-x+y}Mg_{x-y})O₁₀(OH)₂ со следующими пределами вариаций для x и y: $1 \ge > 0,7$; $0,25 \ge > 0$.

Изменение состава лейкофиллитовых туфов по простиранию

Для выяснения характера распространения лейкофиллита на площади, его возможных фациальных переходов и замещения по простиранию смешанослойными образованиями был изучен состав тонкодисперсных фракций пеплового туфа, расположенного выше "нижней" борно-калийной залежи. Образцы пород отбирались из всех горных выработок, вскрывших этот горизонт на расстоянии около 2,5 км. В результате рентгеновского изучения оказалось, что лейкофиллит на всем исследованном участке развития пеплового туфа является доминирующим компонентом всех фракций <0,001 мм. Состав и количественное содержание сопровождающей лейкофиллит триоктаздрической разбухающей фазы непостоянны и связаны с составом борно-калийной залежи (см. фиг. 24).

Пепловый туф, расположенный над зоной развития карналлитовых и галит-кизерит-карналлитовых пород, характеризуется наиболее высоким (30-43%) содержанием во фракции <0,001 мм триоктаэдрической фазы. Она представлена смешанослойным минералом хлорит-разбухающий хлорит, в котором на долю разбухающего компонента приходится 30-50% (см. фит. 24, обр. 25, 33, 22, 8). В чередовании разбухающих и неразбухающих составляющих наблюдается тенденция к упорядоченности. Содержание триоктаэдрической фазы во фракциях туфа, расположенного над зоной развития сильвин- и лангбейнит-галитовых пород, значительно меньше и колеблется в пределах 25-10%. Она представлена смешанослойным минералом хлорит-разбухающий хлорит с дефектным характером бруситовых сеток (см. фит. 24, обр. 17, 311, 18), а также смешанослойным 124

Таблица 43 Содержание К₂О и Na₂O (в %) во фракциях <0,001 мм пепловых туфов

Образец	Отношение содержаний лейкофил- лита и три- октаэдри- ческой фазы	к ₂ 0	Na ₂ O	Образец	Отношение содержаний лейкофил- лита и три- октаэдри- ческой фазы	К ₂ О	Na 20
311 16 33 17	75:25 73:27 70:30 68:32	5,69 5,28 4,71 4,85	0,09 0,11 0,17 0,11	8 22 25	64:36 63:37 57:43	4,42 4,58 4,12	0,23 0,11 0,23

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР. Аналитик Н.Н. Шацкая.

хлорит-монтмориллонитом (обр. 31.3) и монтмориллонитом (обр. 316). В табл. 43 показаны колебания в содержании K₂O во фракциях < 0,001 мм в зависимости от количественного содержания слюдистой и триоктаздрической фаз. Минеральный состав тонкодисперсных фракций пеплового туфа хорошо коррелируется с составом поровых вод в нем. В табл. 37 приведены результаты определения химического состава поровых растворов рассматриваемого горизонта пеплового туфа, полученные М.Г. Валяшко, В.И. Борисенковым, Л.З. Садыковым и др. в 1976 г. Существует вполне определенная связь между составом залежи, составом фракций <0,001 мм пеплового туфа и составом поровых вод в нем. Увеличение магнезиальности в борно-калийной залежи приводит к увеличению содержания триоктаздрической магнезиальной фазы и увеличению содержания Mg в поровых растворах туфа. Поровые растворы пепловых туфов, в которых абсолютно преобладает лейкофиллит, характеризуются наиболее высоким содержанием ионов К (40-44 г/кг).

Интересно отметить, что все поровые растворы пеплового туфа отличаются аномально высоким содержанием брома – до 15,5-24,3 г/кг (см. табт. 37). Наибольшие значения бром-хлорных отношений (до 152) зафиксированы в поровых растворах пеплового туфа, расположенного в зоне развития лангбейнит-галитовых пород. Ранее известные максимальные значения этого отношения (поровые растворы калийных солей Верхнекамского и Стебникского месторождений) не превышали 50-75.

Упорядоченные смешанослойные минералы лейкофиллитмонтмориллонит (с фактором ближнего порядка S-2)

При изучении разрезов гипсовой шляпы купола Индер были выявлены смешанослойные минералы лейкофиллит-монтмориллонит с четко выраженной тенденцией к упорядоченному чередованию разнотипных пакетов. Породы, содержащие эти смешанослойные образования, представляют собой гипергенные аналоги лейкофиллитовых пепловых туфов из соленосной толщи. В соленосных отложениях эти минералы обнаружены впервые, хотя породы, их содержащие, давно известны в литературе под общим названием метабентонитов, или К-бентонитов. Они описаны для целого ряда разновозрастных отложений [Юргенсон, 1958, 1964, 1966; Лапинскас, 1965; Утсал, Юргенсон, 1971; Ратеев, Градусов, 1971; Kepy, 1972; 1978; Byström, 1954; 1957; 1965; Beall, Ojakangas, 1967; Droste. Vitaliano, 1973; Weaver, 1953 и др.], где их образование связано с разложением и перекристаллизацией вулканопирокластического материала кисло-щелочного состава. Породами, вмещающими пепловые прослои, являются карбонаты известняки, доломитизированные известняки и доломиты. Своеобразие разреза гипсовой шляпы купола Индер заключается в том, что пепловые прослои, содержащие смешанослойные лейкофиллит-монтмориллонит с аналогичным зако-







Фиг. 44. Схематический разрез гипсовой шляпы купола Индер (A) и линзовидный характер залегания одного из глинистых прослоев среди гипсов (Б)

1 – массивные гипсы; 2 – тонкослоистые глинистые гипсы; 3 – бороносные гипсы; 4 – глинистые прослои и линзы; цифры – номера образцов

Фиг. 45. Дифрактограммы фракций <0,001 мм, содержащих смешанослойные лейкофиллитмонтмориллонит

Ориентированные: *а* – природный, *б* – насыщенный глицерином, *в* – насыщенный этиленгликолем, *г* – прокаленный при 550°С

Таблица 44

Вероятностные параметры, характеризующие концентрации и способ чередования слюдистых и монтмориллонитовых слоев в смешанослойных минералах; сопоставление экспериментальных межплоскостных расстояний d_3 (в Å) с рассчитанными d_p (в Å) при данных вероятностных параметрах

	Образец										
99	-3/1	99. 99.	-3/8 -3/9	99-	-3/4	1/76					
S = 2 $W_A: W_B = 0.78:0.22$ $P_{BB}=P_{BA}B=0$ N = 15		$S = 2$ $W_A : W_B =$ $P_{BB} = P_{BA}$ $N = 20$	• 0,87:0,13 1 <i>B</i> =0	$S = 2$ $W_A: W_B =$ $P_{BB} = P_{BA}$ $N = 20$	= 0,85:0,15 4 <i>B</i> =0	S = 1 $W_A: W_B = 0,80:0,20$ $P_{BB}^{=0}$ N = 10					
d ₃	d _p	<i>d</i> 3	^d p	<i>d</i> ₃	^d p	<i>d</i> 3	^d p				
12,0 9,50 5,09 3,326	12,0 12,0 11,95 11,9 9,50 9,50 9,72 9,70 5,09 5,13 5,06 5,07 3,326 3,326 3,312 3,312		11,9 9,70 5,07 3,312	11,6 9,63 5,09 3,317	11,8 9,63 5,06 3,314	12,45 9,72 5,15 3,320	12,50 9,70 5,10 3,310				

Примечание. A - слои слодистого типа; B - слои монтмориллонитового типа; W_A - концентрация слоев слюдистого типа; W_B - концентрация слоев монтмориялонитового типа; $P_{ik}(i, k = A, B)$ - вероятность нахождения в кристалле слоя типа K при условии, что он следует за слоем типа i; S - фактор ближнего порядка (фактор S равен числу слоев, от которых зависит вероятность нахождения произвольного слоя в последовательности разно-типных слоев); N - среднее суммарное число слоев в кристаллах.

ном чередования слоев, находятся не в первичном, а в переотложенном залегании, а вмещающими их породами являются гипсы.

Разрез гипсовой шляпы, где были обнаружены эти прослои, представлен 50метровой толцей ритмичного переслаивания гипсов и глин (фит. 44, A). Мощность гипсовых ритмов 3-4 м, глинистых – до 20-40 см. Гипсы образуют довольно выдержанные прослои, в которых закономерно чередуются более или менее глинистые разности; глинистые же прослои линзовидны, крайне не выдержаны по мощности, с раздувами и пережимами. Характер залегания одного из глинистых прослоев можно видеть на фиг. 44, B. В верхней части разреза в двух глинистых линзах одного прослоя (см. фиг. 44, обр. 99-3/5, 6) установлено присутствие мономинерального образования лейкофиллита, в трех нижних прослоях (см. фиг. 44, обр. 99-3/8, 9, 1, 2) - смешанослойных лейкофиллит-монтмориллонит со своеобразным законом чередования разнотипных слоев и незначительной примесью (5-10%) триоктаэдрической фазы.

Дифрактограммы ориентированных препаратов (фиг. 45) содержат нецелочисленную серию базальных отражений с d в области 11,0-10,5; 4,94-4,90 и 3.25-3.20 Å. По внешнему виду эти дифрактограммы весьма похожи на дифракционные картины обычных диоктаэдрических гидрослюд или иллитов. Насыщение образнов этилентинколем приводит к тому, что на дифрактограммах наряду с отражениями с d в области 9,72-9,50; 5,09-5,06 и 3,32-3,31 Å (эти рефлексы свойственны гидрослюдам, содержащим до 20% разбухающих межслоев) появляется характерный и достаточно интенсивный малоугловой рефлекс c d = 11,9-12,0 А. Дифректограммы образцов, насыщенных глицерином, значительно отличаются как по значениям d (13,2-12,6; 9,7-9,6; 4,83-4,72 и 3,34-3,29 Å), так и по распределению интенсивностей рефлексов от соответствующих дифрактограмм препаратов, обработанных этиленгликолем. Наиболее отчетливо разница проявляется в интенсивности первого малоуглового рефлекса, который на дифрактограммах глицеринсодержащих образцов либо очень мал (обр. 99-3/8), либо едва выявляется на фоне малоуглового рассеяния рентгеновских лучей (обр. 99-3/1). Характерна также асимметрия рефлексов с d = 4,83-4,72 Å со стороны малых углов θ и с d = 3,34-3,29 Å со стороны больших углов θ . В ряде случаев от

Таблица 45

Химический состав (в %) смещанослойных слюда-монтмориллонитовых фракций и пород, их содержащих

			Приба	лт ика *			Молд	авия **
				Образ	380		L	
Компонент	67	83	87	56	92	95	15	96/461,7
			Фраки	ия <0,001	. MOM			Порода***
SiO ₂	54,05	53,39	52,16	53,56	56,33	53,12	52,90	55,76
TiO ₂	0,51	0,85	0,79	1,45	0,26	1,16	0,30	0,09
AI203	19,93	20,25	20,60	18,38	19,50	21,95	25,83	19,16
Fe ₂ O ₃	2,43	3,61	4,99	4,23	2,04	2,27	1,30	1,00
FeO	0,81	0,52	0,51	0,51	0,15	0,20	-	-
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO	1,09	0,88	1,00	1,11	0,11	-	0,60	Нет
NgO	4,75	4,33	3,95	4,29	4,64	3,26	2,30	7,20
Na ₂ O	0,28	0,24	0,18	0,21	0,70	1,67	0,33	0,41
к ₂ ō	6,67	6,36	6,84	7,43	6,25	6,24	3,41	9,12
H ₂ O+	5,11	4,40	4,48	4,39	5,32	5,90	-	4,95
H_O-	4,37	5,17	4,50	4,44	4,70	4,22	-	1,58
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-
CO,	-	-	-	-	-	-	-	-
c	-	-	-	-	-	-	-	-
П.п.п.	-	-	-	-	-	-	-	-
so ₃	-	-	-	-	-	-	13,03	0,51
CI	-	-	-	-	-	-	-	-
0-Cla	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	99,99	100,00	99,78
SiO ₂ Emergia								
Аморфные SiO ₂ (I + II Fe ₂ O ₃ выт.) Al ₂ O ₃								
10%-was HCI Fe ₂ O ₃ and . * Dames M.A. Part	еева, Б.П. I	Градусова [1971].					
*** Анализы выполнее лаборатории ГИН	ы в центра АН СССР. А	льной лабој Малитнки Н	ратории ВК I.Я. Бирюко	ПРЭ. Оста ва в В.Б.	льные анал Рычкова.	изы выпо	лнены в Хи	мической

отражения с d = 3,3 Å в виде плеча "отпочковывается" рефлекс с d = 3,16-3,18 Å. Прокаливание образцов при 550°С приводит к появлению отражений с d = 10,1-9,9; 4,95-4,83 и 3,30-3,22 Å. Кипячение в 10%-ной HCl практически не меняет их дифракционной картины. На дифрактограммах неориентированных образцов фиксируется отражение (060) с d = 1,490-1,494 Å.

Таким образом, рассматриваемые образцы представляют собой диоктаэдрические смещанослойные минералы, в которых чередуются слюдистые и монтмориллонитовые слои.

В результате проведенных расчетов экспериментальных дифракционных картин [Соколова и др., 1978] по методике, описанной в работе В.А. Дрица и Б.А. Сахарова [1976], для всех образцов были получены значения как концентраций слюдистых и монтмориллонитовых слоев, так и вероятностных коэффициентов, характеризующих порядок чередования разнотишных слоев. Результаты при-128

			_
Cor	auoc	NA G	TOTIN

Купол Индер

еносная	толща	
tonoona n	I OTHIC	

	Соленосная	толща				1 ипсовая				
			···		Off	A381				
_	311/	74	99-	3/5	99	-3/1	99-3	3/8	99	-3/9
	Порода***	Фракция < 0,001 мм	Порода***	Фракция <0,001. мм	Порода	Фракция <0,001 мм	Порода***	Фракция <0,001 мм	Порода***	Фракция <0,001 мм
	49,78	54,52	63,28	53,72	59,00	54 ,1 4	41,24	53,82	56,66	54,51
	0,50	1,62	0,39	0,60	0,34	0,63	0,13	0,69	0,34	0,70
	12,88	16,01	15,30	17,99	9,90	16,55	4,85	16,46	14,37	16,37
	3,79	1,66	0,96	2,89	1,20	2,97	0,04	3,68	0,65	2,38
	0,33	Нет	0,58	0,28	0,17	0,38	0,72	0,21	0,29	0,08
	Нет	•	0,01	Нет	0,01	Her	0,01	Нет	0,02	Нет
	2,15	0,22	0,89	0,69	5,72	0,34	15,68	0,68	3,69	0,32
	6,36	4,97	4,27	5,59	5,24	8,15	1,49	7,58	6,77	8,51
	2,28	0,63	0,18	0,04	0,20	Нет	0,40	Нет	0,28	0,20
	9,40	5,64	5,76	7,26	2,64	4,93	1,32	5,28	4,00	5,49
	0,92	7,60	-	5,42	3,79	6,71	-	6,73	-	6,77
	3,26	3,70	2,05	5,00 ,	4,32	4,58	8,13	4,18	3,04	3,75
	Нет	Her	0,05	0,03	0,02	0,04	0,05	0,06	0,08	Сл.
	0,27	-	0,14	Her	1,70	Нет	0,92	Нет	-	0,37
	0,65	-	-	•	Нет	0,14	-	0,17	-	0,38
	-	4,37	5,24	-	-	-	4,41	-	7,50	-
	3,36	Нет	0,55	Нет	4,25	Нет	21,33	Нет	2,28	Нет
	4,66	•	0,16		Нет	•	0,85	•	-	0,33
	1,03	•	-	•	•	•	-	•	-	0,07
	99,46	100,94	99,81	99,51	98,50	99,56	99,80	99,54	99,97	100,09
	•	4,30	15,44	0,36	23,84	0,58	27,20		12,32	0,54
		0,70	1,19	0,87	1,30	1,80	0,86		0,99	0,59
		0,01		0,06	0,03	0,03				0,02
		0,17		0,12	0,07	0,11				0,03
				0,89						

ведены в табл. 44. Наилучшее соответствие между рассчитанными и экспериментальными дифрактограммами как по значениям d, так и по форме дифракционных максимумов наблюдается при допущении, что чередование слюдистых и монтмориллонитовых слоев происходит с фактором ближнего порядка 5 = 2. Это означает, что порядок переслаивания разнотипных слоев таков, что чередуются тройки слоев ААВ со слоями А, где А - слои гидрослюдистого типа, В - монтмориллонитового. Два слоя монтмориллонита вместе никогда не встречаются, так же как не встречаются тройки слоев ВАВ. Появление монтмориллонитового слоя определяется наличием по крайней мере двух смежных предшествующих слюдистых слоев (поэтому S = 2).

При расчете модельных смещанослойных структур учитывались два обстоятельства. Высота слюдистых слоев, имеющих состав, близкий к лейкофиллитовому, принималась равной 9,9 А. Как было показано выше, из-за особенностей 1/4 9. 3ak. 896 129

гаолица ч	FO .								
Химический	состав	(в %)	пород	НЭ	разреза	купола	Индер,	содержащих	лейкофиллит
и смешаносл	юйные З	neäxod	NUTURE-	MOH	тморили	THIL			

	Солено	СНАЯ ТОЛЩА	, P ₁ kg ₂		Гипсовая ;	шляпа, Р ₂ -	- Q
Компонент				Образе	ng.		
	311	7/75	99-3/5	99-3/1	99-3/2	99-3/8	99_3/9
	j j	Пейкофилли	r	Ле	йкофиллит-м	онтморилло	MHNT
SiO ₂	58,74	56,04	63,45	63,87	59,59	61,03	20,50
Al ₂ Õ ₃	16,16	17,95	20,81	18,69	16,31	22,45	63,25
Fe ₂ O ₃	4,76	0,66	1,31	2,26	1,22	0,18	0.92
FeŌ	0,42	0,60	0,79	0,32	0,26	3,33	0.41
MgO	8,04	13,73	5,81	9,88	17,14	6,90	9.22
K ₂ O	11,88	11,02	7,83	4,98	5,48	6,11	5,70
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Примеч литик К.А.	ание. Ана Степанова.	ализы выпо	ЛНЕНЫ В ХИ	мической	лаборатории	ГИНАН (ССР. Ана-

состава высота лейкофиллитовых слоев заметно ниже мусковитовых и составляет 9,89 А. Аналогичные высоты слюдистых слоев характерны и для смешанослойных минералов, что следует из значения d = 3,28-3,30 Å третьего базального отражения, выявляемого на дифрактограммах, прокаленных при 350 и 450°С образнов. Второе обстоятельство, которое учитывалось при расчетах, это высолая дисперсность образцов. Свидетельством тонкодисперсности материала являются, в частности, значения d отражений на дифрактограмме прокаленного обр. 99-3/1 (см. фиг. 45). Если толщина частиц смешанослойной фазы была бы достаточно большой (чтобы не проявлялись дифракционные эффекты, обусловленные малой толциной кристаллов), то на дифрактограмме прокаленного образна значение d первого малоутлового рефлекса не превышало бы 9,9 Å (высота слюдистых пакетов 9,9 А, а обезвоженных монтмориллонитовых - 9,6-9,8 Å). В действительности, как это видно на фиг. 45, значение d первого малоуглового рефлекса для некоторых образцов близко к 10,1 Å, и это свидетельствует о проявлении эффекта малой толщины кристаллов [Дриц, Сахаров, 1976]. Соответствующие расчеты показали, что для рассматриваемой смешанослойной фазы наилучшее совпадение рассчитанных и экспериментальных дифрактограмм получается, если принять, что в среднем частицы содержат 15 слоев (см. табл. 44). Для других образцов эффекты малой толщины не проявились на дифрактограммах столь отчетливо, как в обр. 99-3/1. Однако это не означает, что они содержат значительно более крупные частицы, так как этот эффект заметен только тогда, когда частицы содержат в среднем меньше 20 слоев [Дриц, Сахаров, 1976].

Электронографический анализ методом косых текстур показал, что в условиях вакуума все образцы характеризуются трехмерной упорядоченностью и относятся к слюдистому политипу 1M с параметрами: a = 5,17-5,19; b = 8,94-8,98; c = 10,01 Å; $\beta = 100,6^{\circ}$.

Результаты химических анализов смешанослойных минералов и пород, из которых они были выделены, приведены в табл. 45 и 46. Для смешанослойных фаз слюда-монтмориллонит были рассчитаны химические формулы, отражающие средний состав 2:1 слоев, так как независимо от состава и строения межслоевых промежутков анионный каркас всех 2:1 слоев имеет состав $O_{10}(OH)_2$ на половину содержания ячейки слоя. Результаты расчета таких формул даны в табл. 47. При расчете формул вводилась поправка на содержание триоктаздрического хлоритового компонента состава ($M_gO_4(Al_2O_3)$ (SiO₂)₄ 4H₂O в количестве 5-10% (обр. 99-3/1 - 8%; 99-3/8 - 5%; 99-3/9 - 10%). Для срав-

нения в этих же таблицах приведены химический состав и формулы смешанослойных минералов и лейкофиллита из метабентонитов Прибалтики и Молдавии. Из таблиц видно, что средний состав 2:1 слоев всех смешанослойных минералов приблизительно одинаков. Он характеризуется низкой степенью замещения Si на Al в тетраэдрах и высоким содержанием катионов Al и Mg в октаэдрах. Основным отличием рассматриваемых минералов от слюд является заметный дефицит K в межслоях. Для большинства смешанослойных минералов слюдистые слои по составу октаэдрических и тетраэдрических сеток, несмотря на вариации в содержании различных катионов, отвечают составу лейкофиллита. Смешанослойные минералы из гипсовой шляпы по сравнению со всеми остальными характеризуются наиболее высокими содержаниями Si и Mg (см. табл. 47). Они с полным основанием могут называться смешанослойными лейкофиллит-монтмориллонит.

Логично было бы предположить, что образование смещанослойных минералов с описанным характером чередования разнотипных пакетов является седиментационно-диагенетическим и что в гипсовую шляпу они перешли, таким образом, не изменив своей структурной характеристики. В таком случае, механизм формирования смещанослойной структуры, в которой реализуется чередование слю**дистых** и монтмориллонитовых пакетов с фактором ближнего порядка S = 2, мог быть одинаков как в соленосных породах, так и в метабентонитах. Однако в пепловых туфах соленосной толщи смешанослойные лейкофиллит-монтмориллонит обнаружены не были. В связи с этим приходится допустить, что образование этих минералов в гипсовой шляпе является вторичным, гипергенным. происходящим в результате структурных преобразований лейкофиллита в процессе формирования кепрока. Лейкофиллитовые туфы характеризуются значительно более высоким содержанием К 20, чем туфы лейкофиллит-монтмориллонитового состава (см. табл. 46). Так как по минеральному составу крупных фракций пепловые туфы гипсовой шляпы аналогичны таковым из соленосной толщи, то уменьшение содержания К₂О в породах шляпы связано с тонкодисперсными фракциями и объясняется выносом катионов К из межслоевых позиций лейкофиллита, в результате которого возникла смешанослойная структура с фактором ближнего порядка S = 2.

Причины возникновения установленного закона чередования слюдистых и монтмориллонитовых слоев в структуре смещанослойных минералов пока полностью не ясны. Известно, что стабильность смешанослойных структур тем выше, чем более равномерно в объеме кристаллов слои одного типа распределены среди слоев другого типа [Sato, 1965, 1969]. В свете этого можно предположить, что в условиях длительного и постепенного вышелачивания лейкофиллита возникла равновесная смешанослойная структура, в которой образование и распределение монтмориллонитовых слоев в слюдистой матрице происходило не случайно, а подчинялось определенным ограничениям, обусловившим понижение свободной энергии системы в целом. Другими словами, при формировании смешанослойной структуры проявлялся эффект дальнодействия, благодаря которому в процессе твердофазного преобразования лейкофиллита в смешанослойный минерал образование монтмориллонитового межслоя в каком-то месте кристалла "запрешало" возможность возникновения монтмориллонитовых межслоев выше и ниже данного на расстояниях, равных по меньшей мере высотам двух слюдистых пакетов (>20 Å). При этом реализовывалась смешанослойная структура с фактором ближнего порядка S = 2. Вместе с тем следует иметь в виду, что исследованные смешанослойные минералы отличаются высокой дисперсностью частиц и сравнительно небольшой концентрацией монтмориллонитового компонента W R. Если допустить, что кристаллы в среднем состоят из 15-20 слоев и WB = 0,15-0,20 (см. табл. 44), то тогда в каждом кристалле в среднем будет содержаться пва-три монтмориллонитовых межслоя. Весьма вероятно, что в процессе вышелачивания скорость диффузии межслоевых катионов К неодинакова по объему кристаллов лейкофиллита. В условиях высокой концентрации катионов Na и Mg в агрессивных растворах можно допустить, что скорость диффузии катионов К была более высокой в межслоях, расположенных ближе к внешним поверхностям кристаллов, где в первую очередь и образуются единичные монтмориллонитовые 9. Зак. 896 131

					Слюда-мо	нтмориллонит							
Компонент			Прі	юалтика *									
		Образец											
. =	67	83	87	56	92	95							
Si Al ^{IV}	3,73 0,27	3 ,7 0 0,30	3,63 0,37	3,74 0.26	3,84 0.16	່ 3,69 0.31							
Al ^{VI} Fe ³⁺	1,35 0,12	1,35 0,18	1,31 0,25	1,25 0,21	1,41 0,10	1,48 0,12							
Fe ²⁺	0,04	0,03	0,03	0,03	-	0,01							
Mg	0,49	0,45	0,41	0,45	0,47	0,34							
Ca Na	0,08 0.03	0,06	0,07	0,08	- 0 09	- 0.22							
K	0,58	0,56	0,61	0,66	0,54	0,55							
Mg	-	-	-	-	-	-							

межслои при формировании смещанослойных кристаллов. При этом они будут разделены достаточно большим числом слюдистых слоев, что может создать псевдоэффект ближнего порядка в расположении разнотипных слоев в исследованных минералах. Неясным остается вопрос о том, почему в кристаллах, содержащих больше чем два монтмориллонитовых межслоя, они тем не менее разделены минимум двумя слюдистыми пакетами.

Таким образом, в дальнейшем предстоит более, детально изучить те факторы, которые регулируют распределение разнотипных слоев в исследованных смешанослойных минералах. Это тем более интересно, что аналогичные закономерности характерны и для смешанослойных минералов метабентонитов, очевидно, при другом механизме их формирования.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

В разрезе соленосной толши купола Индер устанавливается вполне определенная направленность в смене ассоциаций глинистых минералов, связанных с породами, формирование которых происходило в условиях различной степени солености вод бассейна. В сульфатно-карбонатной породе присутствуют корренситоподобный минерал и Fe-иллит, в каменной соли – Mg-хлорит и Fe-иллит, в каменной соли с незначительным содержанием калийно-магниевых солей – различные структурные разновидности хлорита и смещанослойных хлорит-разбухающий хлорит. Условия формирования этих минералов были рассмотрены для бассейнов Оренбургского Приуралья (глава вторая), где им принадлежит ведущая, индикаторная, роль. В разрезе купола Индер эти минералы фиксируются в глинистых линзах среди пород, формирование которых происходило при значительно более высокой солености вод (28-36%) и магнезиальности, что обусловило синтез смещанослойных минералов хлорит-разбухающий хлорит с различной степенью совершенства бруситовых слоев в отличие от хлорит-монтмориллонитовых минералов Оренбургского Приуралья. В разрезах Оренбургского Приуралья собствен-

	Лейкофи	инт	Лейкофиллит-монтмориллонит				
			К у ı	пол Индер			
Mo	лдавия**	Соле- носная толща	Гипсовая шляпа				
			Образец				
15	94/461,7	311	99-3/5	99_3/1	99-3/8	99-3/9	
3,65	3,75	3,96	3,78	3,98	3,84	3,88	
0,35	0,25	0,04	0,22	0,02	0,16	0,12	
1,75	1,26	1,33	1,29	1,24	1,18	1,28	
-	0,05	0,09	0,11	0,16	0,20	0,14	
0,07	·	-					
-	-	-	0,01	0,02	0,01	-	
0,24	0,72	0,55	0,60	0,58	0,61	0,58	
0,04	-	-	0,05	0,03	0,05	-	
0.04	0,05	0,08	-	-	-	0,05	
•	0 70	0.61	0.67	0.46	0,50	0,54	
0,30	0,78	0,01	-,	•			

но корренсит присутствует в песчаных и алевролитовых породах, в разрезах же купола Индер корренситоподобный минерал связан с ангидрит-магнезит-доломитовой породой, что также, очевидно, объясняется значительно более высокой насыщенностью рапы в условиях бассейна Индер катионами Mg, Песчаноалевритовые породы в последнем районе отсутствуют, однако в относительно хорошо проницаемых пепловых прослоях в структуре смещанослойных минералов хлорит-разбухающий хлорит реализуется тенденция к упорядоченности в чередовании разбухающих и неразбухающих компонентов. Это подтверждает установленный для разрезов Оренбургского Приуралья механизм формирования наиболее упорядоченных разностей собственно корренсита.

В верхней части соленосного разреза присутствует гамма смешанослойных образований. являющихся пропуктом стадийного изменения пирогенного биотита. слабо гидратированные пластинки которого особенно характерны для пород "верхней бороносной ритмопачки. Известно, что триоктаэдрические слюды являются нестойкими образованиями, легко подвергаются различным изменениям. Присутствие относительно свежего биотита среди соленосных отложений кунгура можно объяснить рядом причин. Резко сокращенный период соляного диагенеза, быстрая литификация соляных пород и "запечатанных" в них глинистых линз, обедненность водой рассолов солеродного бассейна и низкая степень водообмена, с одной стороны, насыщенность вод бассейна катионами К, обладающими "защитными" свойствами - с другой, могли способствовать консервации и сохранению биотита. Как показали экспериментальные исследования [Градусов и др., 1975], введение в раствор ионов К препятствует выносу компонентов из межслоевых промежутков и формированию тем самым смешанослойных гидробиотитовых фаз. Эти "защитные" свойства К⁺ особенно усиливаются по отношению к негидратированному биотиту. В условиях солеродного бассейна Индер мог иметь место и другой процесс, связанный с окислением пирогенного биотита за счет внутренних гидроокислов по схеме $Fe^{2+} + OH = Fe^{3+} + O^2$, приводивший к закреплению К⁺ в межслоях и затрудняющий его гидратацию [Дьяконов, 1964].

В наиболее магнезиальных частях разреза, в залежах и линзах калийно-магниевых солей, в составе ассоциации глинистых минералов появляются талькоподобные минералы и серпентин, которым принадлежит ведущая роль. Совместно с ними фиксируется минерал из группы гидроталькита. Образование серпентиновых минералов, безусловно, определялось высокой магнезиальностью среды минералообразования. Однако в верхней половине разреза серпентин присутствует в глинистых линзах, содержащих пирокластический материал, легкость разложения которого способствовала более интенсивному синтезу силикатных фаз. в том числе образованию серпентина. В нижней части разреза серпентин устанав-ЛИВАЕТСЯ ТОЛЬКО В ГЛИНИСТЫХ ЛИНЗАХ, СВЯЗАННЫХ С ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫМИ ВМЕшающими породами. Экспериментальные работы М.Ф. Соколовой [1975] показали. что, серпентиновые минералы являются конечными пролуктами преобразования в магнезиальной среде любого алюмосиликатного материала, а смещанослойные фазы в условиях высокой магнезиальности - метастабильны. Согласно другим экспериментальным работам [Дриц и др., 1976], серпентин легко синтезируется в среде, богатой ионами Мg при соотношении MgO/SiO₂ = 3/2 в широком диапазоне рН.

Вопрос о генезисе гидратированных талькоподобных минералов, впервые встреченных в соленосных отложениях, представляет несомненный интерес. На основании данных по термометрии газожидких включений Н. Имаи и др. [Imai et al., 1973] делают вывод о формировании гидратированного талька под воздействиями гидротермальных богатых магнием вод при температурах 250-300°С. Экспериментальные данные (Ю.И. Гончаров, устное сообщение) свидетельствуют о том, что синтез минералов происходит при 350-400°C в условиях значений pH = 4-5 из растворов, содержащих Na₂SiF₆, MgO и SiO₂. Данные по синтезу неупорядоченной смешанослойной фазы талык-сапонит подтверждают высокие значения температур (450-475° при давлении 0.5-1 кбар). необходимые для ее образовения [livame, Roy, 1963]. Эти данные, а также кристаллохимические особенности гидратированных талькоподобных минералов (межслоевая вода в структуре удерживается до 800°С), присутствие подобных минералов в современных океанических осадках совместно с высокотемпературными новообразованиями [Розанова, 1976] позволяют предположить, что синтез талькоподобных минералов в бассейне Индер был обусловлен не только химизмом собственно рапного бассейна, но и повышенными температурами поступавших в бассейн соленакопления термальных вод.

С преобразованием щелочного вулканопирокластического материала (трахилипаритового и трахиандезитового состава) в специфических условиях солеродного бассейна связан синтез лейкофиллита и смешанослойного флогопит-вермикулитового минерала.

Лейкофиллит в соленосных отложениях установлен впервые. Ранее известны были лишь единичные находки минерала – в лавах Везувия, в туффитах горы Барчи. При диагностике лейкофиллита по рентгеновским данным могут возникнуть определенные трудности, поскольку параметры ячейки минерала близки к параметрам 1М мусковита, так же как и распределение интенсивностей рефлексов на порошкограммах этих минералов трудно различимо в силу того, что катионы Si, Al в тетраэдрах и Al, Mg в октаэдрах характеризуются близкими рассеиваюшими способностями. Отсюда вполне допустима возможность, что в ряде случаев лейкофиллит или близкие к нему по составу слюдистые минералы принимались за мусковиты, фенгиты или сколиты. В то же время не исключено, что лейкофиллиты кристаллизуются в специфических условиях. Попытки В. Вайса И Г. Егстера [Wise, Eugster, 1964] и Б. Вельде [Velde, 1972] синтезировать в достаточно широком интервале температур и давлений лейкофиллит оказались безуспешными. К сожалению, до настоящего времени отсутствуют работы по синтезу лейкофиллитов в средах разной щелочности - кислотности.

В литературе отсутствуют данные о характере, формах и масштабах выделений лейкофиллита в лавах Везувия. Что же касается горы Барчи, то здесь синтез лейкофиллита, приуроченного к прослоям туффита среди нижнедевонских песчаников, объясняется гидротермальным преобразованием вулканического пепла, пространственно связанного с экструзией кислых пород типа порфиров [Kardymowicz, 1960]. 134

Поступление пеплового материала в солеродный бассейн Индер происходило на галитовой стадии галогенеза вслед за садкой борно-калийно-магниевых солей. Изучение парагенеза аутигенных минералов в породах и структурных взаимоотношений отдельных минеральных компонентов указывает на стадийный характер преобразования исходного пеплового материала в процессе его приспособления" к жестким физико-химическим условиям солеродного бассейна. При этом можно наметить определенную последовательность выделения конкретных минералов. В условиях высокой солености и высокой концентрации Мg, который обладает, как известно, агрессивностью и химической активностью, высвоболившиеся при разрушении нестойкого пирокластического материала реакционноспособные ионы Si и Al совместно с Mg раствора участвуют в построении решетки триоктаэдрических слоистых силикатов: либо смешанослойных хлорит-монтмориллонит, хлорит-разбухающий хлорит, либо монтмориллонита. Наблюдаемые следы растворения пирогенного санидина свидетельствуют о поступлении в раствор ионов К и Al, которые совместно с ионами К раствора и ионами Mg, оставшимися в растворе после синтеза триоктаздрических смектитов, строят решетку диоктаздрической гидрослюды специфического состава - лейкофиллита. Оставшиеся после синтеза лейкофиллита ионы Si, Al и К участвуют в образовании идиоморфных регенерационных каемок на обломочных (пирогенных) зернах калиевого полевого шпата, подвергавшихся растворению на ранней стадии преобразования исходного пирокластического материала. Избыточный кремнезем реализовался на построение кристаллической структуры кварца.

В аутигенном образовании различных форм SiO₂ намечается несколько стадий. Резкое изменение геохимических условий на границе пепел - рала запечатлено в породе в виде "корки" волокнистого кварцина. Его образование из коллондных растворов связано, очевидно, с самыми ранними этапами аутигенеза. Следующий этап - формирование кристаллических форм SiO₂, когда прежде всего формируются ромбоздрические кристаллы с преимущественным развитием одной какой-либо грани ромбоздра (вторая микрозона пеплового прослоя). Затем происходит образование розетновидных агрегатов, развитых как на отдельных, наиболее крупных гранях ромбоздрических кристаллов кварца, так и среди основной массы преимущественного развития тонкодисперсных глинистых минералов, Формы роста кварцевых агрегатов и обилие жидких включений в них свидетельствуют о быстроте протекания кварцевого аутигенеза. При этом центральные части зерен представляют собой участки более ранней и более быстрой кристаллизации кварца из насыщенных кремнекислотой растворов. Образование регенерационной каймы чистого кварца, свободного от каких-либо включений, происходило в последнюю стадию из растворов, близких к уровню насыщения по SiO₂, Преобладание аутигенных проявлений SiO₂ в виде кварцевых розеток и форм с геометрическими очертаниями связано, по-видимому, с поступлением в раствор при разрушении пирогенного материала, главным образом мономерных форм SiO., Растворы, содержащие анионы Cl- и CO., являются, как известно, сильными растворителями кремнезема. Эти же ионы, подобно ионам фтора, играют роль деполимеризаторов, что и определило преобладание кристаллических форм SiO₂,

Вопрос о генезисе кварца в соленосных толшах неоднократно обсуждался в литературе. Наши данные однозначно свидетельствуют о том, что массовое развитие аутигенного кварца главным образом в виде розетковидных форм связано с SiO₂, "освобождающимся" в результате разложения и преобразования пирокластического материала. Во многих прослоях былое присутствие пирокластики четко устанавливается по стратифицированным, вытянутым в цепочку кварцевым агрегатам. При этом в тонкодисперсных фракциях в тех или иных количествах фиксируется лейкофиллит.

Бажную информацию об условиях формирования минералов содержат их структурно-кристаллохимические характеристики. Кристаллохимической спецификой как магнезиальных минералов группы хлорита, так и лейкофиллита является преимушественно октаэдрическая позиция катионов Al в структуре этих минералов. Из экспериментальных данных и диаграмм равновесия известно, что одним из основных факторов, определяющих координационное положение Al, является кислотность – шелочность среды, в которой происходит синтез. В частности при рН≤6 ионы Al в структуре минералов занимают преимущественно октаэдрическую позицию [Томашенко и др., 1975]. Кислая среда в хлоридно-сульфатном бассейне Индер обеспечивалась, очевидно, не только высокой концентрацией хлоридов Mg (гидролиз MgCl₂), но и, возможно, синхронным подтоком кислых термальных вод.

Некоторые данные свидетельствуют о повышенных температурах поступавших растворов, необходимых для синтеза талькоподобных минералов и смешанослойного флогопит-вермикулита. Известно, что для синтеза флогопита в гидротермальных условиях нужны достаточно высокие температуры. Поскольку минерал из соленосной толщи купола Индер бесспорно является синтетическим, то сам факт его существования можно рассматривать как веское доказательство воздействия термальных растворов, хотя их температура и не была достаточно высокой, чтобы сформировался флогопит идеального состава. К сожалению, состав пеплового туфа, седиментационно-диагенетическое преобразование которого привело к синтезу гидратированного флогопита, не был прослежен по простиранию. Поэтому мы не можем сказать, является ли аутигенез минерала локальным явлением или площадным.

Чрезвычайно важен вопрос о времени формирования комплекса глинистых минералов. Характерной особенностью состава всех глинистых фракций разреза (за исключением фракций, связанных с каменной солью) является их поликомпонентность. Как правило, каждая тонкодисперсная фракция, выделенная из глинистых включений. Связанных с различными типами калийно-магниевых солей. содержит минимум три, а чаще четыре-пять минеральных вида (см. фиг. 29). В составе фракций преобладают аутигенные минералы, содержащие гидратированные разбухающие межслои: смешанослойные хлорит-разбухающий хлорит, гидратированный талых, талых-сапонит, талых-вермикулит. В наиболее магнезиальных частях разреза в ассоциации с талькоподобными (гидратированными) минералами находятся минералы из группы гидроталькита. Никакой зависимости состава и количественного содержания гидратированных разностей от глубины залегания вмещающих их пород не устанавливается. Поликомпонентность состава тонкодисперсных фракций аутигенных магнезиальных глинистых минералов, абсолютное преобладание гидратированных и смешанослойных образований, подчеркивающих как бы незавершенный характер процесса формирования структур, отсутствие направленности вторичных (эпигенетических) изменений в соленосном разрезе позволяют говорить о седиментационно-раннедиагенетической природе магнезиальных силикатов, связанных с соляными породами.

Подтверждением седиментационно-диагенетической природы комплекса аутигенных глинистых минералов является анализ состава тонкодисперсных фракций глинистых включений, связанных с "нижней" залежью борно-калийных солей. Как можно видеть на фиг. 24, состав этой залежи по простиранию непостоянен; на расстоянии около 2,5 км он претерпевает существенные изменения. Состав отдельных зон не позволяет рассматривать их формирование как седиментационно-раннегенетическое и объяснять их происхождение фациальным замещением пород. Тем не менее состав глинистых минералов, присутствующих в ГЛИНИСТЫХ ЛИНЗАХ ВНУТРИ ЗАЛЕЖИ, НА ВСЕМ УЧАСТКЕ ЕЕ РАЗВИТИЯ ПРАКТИЧЕСКИ ПОСтоянен, несмотря на то что состав вмещающих калийно-магниевых пород существенно изменяется. Следовательно, минеральный состав глинистых включений отвечает условиям седиментации, в то время как комплекс вмещающих пород претерпел вторичные изменения, связанные, скорее всего, с процессами соляного тектогенеза. Влияние последних на глинообразование сказалось, очевидно, только лишь на разном процентном содержании в тонкодисперсных фракциях триоктаэдрических фаз.

Свидетельством седиментационно-диагенетической природы процесса преобразования вулканопирокластического материала и синтеза лейкофиллита является определение абсолютного возраста выделенной мономинеральной фракции лейкофиллита: 270 млн. лет, что соответствует возрасту вмещающих соляных пород.

Таким образом, в результате проведенного исследования в разрезе соленосной толщи купола Индер установлен специфический комплекс высокомагнезиаль-136

ных аутитенных глинистых минералов. В целом состав ассоциаций глинистых минералов контролируется рядом факторов; составом поступавшего в бассейн соленакопления пирокластического материала и его соотношением с терригенными компонентами, степенью осолонения и температурным режимом бассейна в период селиментеции. Важным выволом является то, что ассокиация заинистых минералов, связанная с породами высоких стадий осолонения (гидратированный тальк + серпентин), и ассоциации глинистых минералов пирокластических пород (лейкофиллит, гидрофлогопит) представляют собой аутигенные образования, формирование которых происходило в период седиментации и раннего диагенеза в условиях солеродной рапы и подтока термальных рассолов. Гидратированный тальк и серпентин можно рассматривать как минералы-индикаторы стадии садки калийно-магниевых солей (для бассейна Индер). Отсутствие денных по другчм куполам и разрезам не позволяет считать эти минералы индикаторными для всего Прикаспийского бассейна. Дальнейшие исследования должны выяснить, является ли аутигенное глинообразование в пределах купола Индер уникальным или оно реализуется во всем бассейне Прикаспийской впалины.

Особый интерес представляет установление прослоев вулканопирокластических пород. В настоящее время, помимо купола Индер, прослои пирокластических пород кисло-щелочного состава установлены в разрезе купола Западный Азгир, где с ними связан специфический комплекс аутигенных минералов - сирлезит, гиллебрандит и др. [Лобанова, 1960]. К сожалению, состав глинистых минералов здесь не изучен. Однако сам факт присутствия этих прослоев свидетельствует о синхронности процесса соленакопления в бассейнах Прикаспия с вулканическойдеятельностью.

Известно, что проявление эксплозивного вулканизма сопровождается усилением термальной деятельности. И как звенья одной цепи мы имеем, с одной стороны, обогащение соленосных отложений пирокластическим материалом, а с другой – возможные повышенные температуры, способствовавшие интенсификации процессов аутигенного минералообразования и синтезу таких специфических минералов, как флогопит-вермикулит, лейкофиллит, талькоподобные минералы. Можно предположить, что синхронный (?) с соленакоплением термальный подток вещества является также ответственным за аномально высокие концентрации бора и брома и повышенные фтора в бассейне соленакопления.

Следует отметить, что при быстром темпе накопления мощных соленосных толщ период интенсивного взаимодействия минерализованных растворов с терригенной составляющей породы может оказаться очень кратковременным, что будет способствовать "консервации" первичного терригенного материала. Поэтому можно предположить, что одним "з факторов в процессе преобразования поступавшего в солеродный бассейн Индер как терригенного, так и вулканогенного материала являлся термальный подток вещества, который способствовал ускоренному разложению богатых SiO₂ пирокластических компонентов и вовлечению тем самым больших масс кремнезема в процесс аутигенного минералообразования. Другими словами, высокая степень минерализации вод бассейна и повышенные температуры способствовали интенсификации процессов переработки силикатного материала, и, возможно, уже в короткий период соляного диагенеза достигалось минеральное равновесие между осадком и средой.

О возможности проявления термальной деятельности в районе купола Индер говорит и ряд геологических данных. Формирование Прикаспийской впадины, начавшееся в девонское время, происходило на месте грабенообразных прогибов более раннего заложения северо-западного и меридионального простираний. В раннепермскую эпоху галогенеза продолжалось интенсивное унаследованное опускание грабенов кристаллического фундамента по глубинным разломам. Как показали исследования ряда авторов [Валеев и др., 1972; Валеев, 1973, 1976], именно к линейным зонам развития грабенов приурочены наиболее мощные толици калийно-магниевых солей. С участками повышенной плотности дизъюнктивных нарушений, с зонами пересечения разломов типа сдвига и отрыва связаны все известные месторождения боратов Прикаспия, которые располагаются над древними прогибами фундамента и приурочены к солянокупольным структурам. Таким образом, большие глубины залегания фундамента в прогибах, неоднородное строение земной коры (отсутствие "гранитного" слоя в центральной части Прикаспия), наличие системы перекрещивающихся глубинных нарушений могут быть благоприятными обстоятельствами для подтока термальных вод. И в настоящее время на ряде солянокупольных структур Прикаспийской владины известны аномально высокие значения теплового потока, связанные с зонами разрывных нарушений [Дальян, Посадская, 1972].

Некоторые данные о поступлении термальных вод по разрывным нарушениям на соляных куполах Прикаспия приведены в работе В.И. Муравьева [1974], где показана гидротермальная природа эон монтмориллонитизации и гидрослюдитизации в законтурной области содержащих нефть горизонтов на куполах Кенкияк и Акжар.

Наглядной иллюстрацией влияния теплового потока на интенсивность процесса аутигенного минералообразования являются данные, полученные П. Патнайком и Г. Фухтабауэром [Patnaik, Füchtbauer, 1975] для эвапоритового комплекса среднего триаса ФРГ. Они показали, что район развития экструзий кислых пород массива Браншар характеризуется наиболее интенсивным процессом силикатного аутигенеза. Тепло, поставляемое в данном случае магматической деятельностью, является, по мнению указанных авторов, одним из решающих факторов, влияющих на диагенетическое формирование альбита, калиевого полевого шпата, кварца и слоды типа фенгита.

Таким образом, присутствие в соленосной толще купола Индер таких редких минералов, как лейкофиллит, флогопит-вермикулит, гидратированные талькоподобные минералы в характерной ассоциации с другими аутигенными образованиями магнезиальных силикатов, калиевых полевых шпатов, кварца, манассеита, является результатом сочетания ряда специфических геологических условий: наличия реакционноспособного пирогенного материала, высокой концентрации солей в водах бассейна и возможных повышенных температур, обеспечивших интенсификацию процессов аутигенного минералообразования и синтез лейкофиллита, флогопит-вермикулита и талькоподобных минералов.

Глава пятая Аутигенное минералообразование в породах эвтонической стадии развития бассейна

Нижнепермская (кунгурская) галогенная формация на территории Приволжской моноклинали имеет повсеместное распространение. Она представлена мощной толщей каменной соли (до 1200 м) с подчиненными прослоями ангидрита и калийно-магниевых солей. Соленосные отложения не затронуты вторичными процессами и процессами соляного тектогенеза; в современном структурном плане они образуют моноклиналь, полого (1-3°) погружающуюся в сторону Прикаспийской впадины. В сторону Воронежского массива происходит постепенное уменьшение мощности соленосных отложений вплоть до полного срезения их пермотриасовыми осадками. В этом же (западном) направлении происходит и фациальное замещение галогенных пород сульфатными и сульфатно-карбонатными. Характер строения кунгурской соленосной толщи Приволжской моноклинали рассмотрен в работах В.А. Ермакова и др. [1968], В.А. Ермакова [1971], О.Д. Казанцева и др. [1974], В.А. Ермакова и Н.П. Гребенникова [1977]. Эти исследователи в наиболее полных разрезах моноклинали выделяют 11 ритмопачек, характеризующих шесть циклов соленакопления (фиг. 46). В основании всех циклов залегают ангидриты, иногда тонко переслаивающиеся с глинистым и глинисто-карбонатным материалом. Завершаются циклы калийно-магниевыми солями, а первый, третий и четвертый - бишофитом.

Разведочными работами на нефть и газ не только выявлены в разрезе пласты бишофитовых пород, но и прослежен на всей площади моноклинали характер их строения и залегания. Нижний пласт бишофита, приуроченный к верхней части



Фиг. 46. Разрез соленосных отложений (Р₁кg) Волгоградского Поволжья [Казанцев и пр., 1974]

1 – глина; 2 – галит; 3 – ангидрит; 4 – полигалит; 5 – карналлит; 6 – сильвинит; 7 – каменная соль; 8 – бишофит; 9 – карбонаты; 10 – песчано-глинистые породы

Фиг. 47. Схема распространения бишофитовых пластов [Казанцев и др., 1974].

Зоны развития пластов: *1* – нижнего, *2* – среднего, *3* – верхнего; *4* – граница срезания пластов; *5* – борт Прикаспийской впадины; *6* – прочие участки развития бишофита; *7* – восточная граница распространения бишофитовых пластов

I цикла, развит на ограниченной территории (фиг. 47); мощность его около 30 м. Два других пласта (III и IV циклы) имеют региональное распространение. Они протятиваются сплошной полосой вдоль р. Волги более чем на 200 км при ширине 10-30 км. Площадь распространения верхнего пласта несколько меньше, чем среднего. На севере бишофитовые пласты прослеживаются также на территории Саратовского Поволжья. Максимальная мощность каждого пласта 30-45 м.

На территории Приволжской моноклинали пласты-залежи бишофита приурочены к ее центральной части, ограниченной на востоке бортовым уступом Прикаспийской впадины, на западе – Умётовско-Чухонастовской флексурой, и соответствуют понижениям в фундаменте. В современном структурном плане пласты бишофита наклонены под углом 1-3° в сторону синеклизы, погружаясь на глубину 950-1800 м [Казанцев и др., 1974].

Бишофит всегда приурочен к верхним частям галитовых ритмопачек. При этом переход от галита к бишофиту происходит через маломошную зону калийных солей, как правило, состоящую из брекчиевидных сильвинитовых пород внизу (0,5-2 м) и карналлитовых вверху (до 2 м). Над пластами бишофита также расположена зона брекчиевидных калийно-магниевых солей, состоящая внизу из карналлитовых, вверху из сильвинитовых пород. В отдельных разрезах с аномально высокой мошностью бишофита (в центральных частях пластов-линз) карналлит отсутствует и бишофит подстилается и перекрывается только сильвинитовыми пластами мощностью менее 1 м. По данным химических анализов, пласты бишофита удивительно мономинеральны. Основной породообразующий минерал – бишофит – составляет 92–96%, а в ряде случаев – 99% [Казанцев и др., 1974].

Таким образом, на территории Приволжской моноклинали имеем совершенно уникальный, пока единственный в мире разрез, где в первичном залегании на большой территории находятся бишофитовые породы, не затронутые процессами вторичных изменений и соляной тектоники. Ранее бишофит был известен только в виде маломощных локальных образований на соляных куполах Прикаспия. Понятно, какой большой интерес представляет изучение полных соленосных разрезов моноклинали как для решения вопроса о генезисе бишофита, так и для понимания процессов силикатного минералообразования в экстремальных условиях эвтонических растворов. К сожалению, до сих пор нет специального разведочного бурения на бишофит, а керном поискового нефтяного бурения охарактеризованы лишь отдельные интервалы разреза.

Отсутствие кернового материала не позволило нам провести изучение глинистых минералов по всему соленосному разрезу. По нескольким скважинам был изучен состав единичных образцов, обогащенных глинистым материалом. Так, в скв. 7 (Наримановская плошадь) в интервале 1720,29-1720,94 м среди каменной соли расположен прослой, который в нижней части (0.21 м) представлен глинисто-доломитовой породой, а в верхней (0.34 м) - тонким переслаиванием ангидрита, доломита и глинистого материала (табл. XXI,1). По плоскостям наслоения расположены мелкие седиментационно-диагенетические "конкреции". сложенные темным галитом. Порода разбита вертикальными трешинами, выполненными волокнистым гипсом и розовым галитом. Следует отметить, что этот прослой ритмита, залегающий в 4 м выше кровли нижнего пласта бишофита, довольно уверенно прослеживается по каротажным диаграммам на значительной площали. В ангидритовых слойках в шлифах часто на фоне общей тонкой мелкокристаллической массы видны радиально-лучистые агрегаты. состоящие из уплиненно-призматических кристаллов ангидрита и игольчатых кристалликов стронинохильгардита. Последний образует и самостоятельные сфероидальные скопления с радиально-лучистым строением. В мелких порах и трещинах присутствуют кристаллы барита. Радиально-лучистые веероподобные агрегаты ангидрита совместно с неопределенным слабодвупреломляющим в серых тонах минералом встречаются и в галите, непосредственно подстилающем этот прослой. Интересно, что здесь же в шлифах обнаружены расположенные в галите шестигранники диккита. В шлифах наиболее глинистых участков породы (нижняя часть прослоя) видны мелкие кубические кристаллики рудных минералов с характерным свинцово-серым стальным блеском. По всей массе породы разбросаны слабо гидратированные пластинки биотита. Основным компонентом тонкодисперсной фракции является аутигенная диоктаэдрическая гидрослюда, относящаяся к политипу 1 М. В подчинелном количестве присутствует триоктаздрический хлорит. Незначительное количество полученной глинистой фрекции не позволило произвести ее химический анализ и установить состав содержащихся в ней минералов. Точно такое же строение и состав имеют глинисто-ангидритовые прослои, расположенные выше нижнего пласта бишофита, вскрытые скв. 8 (Наримановская плошадь) и скв. 6040 (Городищенская площадь).

На наш взгляд, представляет интерес прослой ритмита, расположенный выше кровли верхнего пласта бишофита в скв. 7 (Наримановская площадь). Здесь в интервале 1174,3-1175,65 м встречена порода, представляющая собой тонкое ритмичное переслаивание доломита, магнезита, ангидрита, гипса и бишофита (табл. XXI,2). Состав отдельных слойков практически мономинерален, что подтверждено данными микроскопии и рентгеновского фазового анализа. Исключение составляют слойки бишофита, в которых, помимо бишофита, установлен тахгидрит. Вдоль плоскостей наслоения расположены "конкреции" темного галита. Судя по характеру залегания отдельных слойков, облекающих эти образования, происхождение их следует рассматривать как седиментационно-диагенетическое. Темный гелит свободен от примеси глинистого материала, а при расколе издает запах легких углеводородов.





1 – галит; 2 – сильвин-карналлитовая порода; 3 – бишофит; 4 – карналлитбишофитовая порода; 5 – бишофит-карналлитовая брекчиевидная порода; 6 – глинистые прослойки и включения

Более детально был изучен состав нерастворимых остатков собственно бишофитовых пород верхнего пласта. Отбор кернового материала проводился по скв. 6040 и 6041 (Городищенская площадь) и скв. 8 (Наримановская плошаль). Строение бишофитового пласта показано на фиг. 48. В скв. 6040 пласт бишофита встречен в интервале 1597-1630 м. В интервале 1597-1602,6 м выделяется пачка галит-карналлит-бишофитового состава, представленная неравномерным переслаиванием галита, карналлита и бишофита с преобладанием последнего. Мономинеральные разности бишофита редки, как правило, прослои его в той или иной мере обогащены карналлитом и кизеритом (табл. XXII, 1). Глинистый материал в виде красноватых беспорядочно расположенных в породе скоплений связан главным образом с прослоями преимущественно карналлитового состава (см. фиг. 48, обр. 451). Ниже до глубины 1625 м идет достаточно однородная бишофитовая порода, светлая и водяно-прозрачная, прослоями сероватого и розоватого цвета, массивной текстуры. В интервале 1610-1612 м (обр. 453) и 1622,8-1623,05 м (обр. 457) порода обогащена глинистым материалом, который в виде серых скоплений и красноватых сгустков довольно беспорядочно расположен в массе бишофита. В интервале 1625-1630 м пласт

Таблица 48 Химический состав (в %) нерастворимых остатков и фракций бишофитовых пород

			Скв. 6040						
		Интервал, м							
	1610,35- 1610,5	1611,45- 1611,7	1611,95- 1612,15	1622,8- 1623,05	1640,2- 1641				
Компонент	Красные хлопья		Нера	створимый ос	Tatok				
		l	Обра	ગલ્મ					
	453	455	456	457	460	v			
SiO,	24,75	47,46	43,89	43,39	40,29	. 32,02			
TiO,	0,42	0,56	0,48	0,58	0,42	0,57			
Al ₁ Ó ₂	10,96	13,24	11,88	13,85	11,70	10,91			
Fend	9,36	2,71	2,39	2,01	2,80	3,82			
FeÓ "	0,62	0,76	0,44	1,38	0,28	1,16			
CaO	0,17	0,14	0,17	0,17	0,29	0,53			
MgO	23,43	14,17	19,09	1 1, 45	19,04	23,16			
MnO	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01			
NanO	0,14	0,21	0,41	0,41	0,27	0,19			
K Ő	0,74	1,57	1,61	1,87	1,36	0,99			
H ₀ O ⁺	15,21	10,84	9,98	13,34	12,29	14,47			
H_0-	2,19	1,18	0,89	1,54	1,80	2,36			
ĊŐ.	5,96	2,45	4,43	1,38	4,78	6,55			
Č ²	1,43	3,73	3,17	7,73	3,40	2,70			
P _n O _c	0,07	0,10	0,07	0,01	0,07	0,11			
S	Her	Нет	Her	Her	Her	-			
SO2	4,58	0,83	1,39	1,16	1,23	-			
С°	Her	Her	Her	Her	Her	-			
Сумма	100,04	99,97	100,39	100,29	100,04	99,55			
Кварц	14,70	29,58	15,79	28,75	20,10	16,35			
1 + 11 SiO,	3,04								
выт. Fe ₂ O ₂	8,06								
A1,03	0,08								

* Анализы выполнены из навески 0,30 г.

** Фракция обработана 25%-ной уксусной кислотой.

*** Фракция обработана 10%-ной соляной кислотой. Все анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР. Аналитик К.А. Степанова.

представлен бишофит-карналлитовой породой неоднородной текстуры. К основанию слоя количество карналлита возрастает и порода переходит в галит-карналлитовую. Переходы одной разности в другую нерезкие, расплывчатые, фиксируются в колонке сменой окраски и твердости. В интервале 1627,05-1627,75 м карналлит-бишофитовая порода обогащена глинистым материалом (обр. 459).

В основании бишофитового пласта в скв. 8 (интервал 1657,5-1655,7 м) расположена пачка специфического голубоватого гелите, очень крепкого и тяжелого, содержащего прослои розоватой карналлит-гелитовой породы (обр. 8/12). Микроскопическое изучение галита показало, что он в значительной степени обогащен кизеритом, баритом и стронциохильгардитом. Выше до глубины 1654.02 м в галите появляются прослон сильвин-карналлитовых пород, обусловливающие полосчато-слонстую текстуру породы. Непосредственный контакт с вышележащей билофитовой породой керном не охарактеризован. В интервале 1652.0-1646.4 м вскрыт бишофит, в основной массе очень однородный, светлый и водяно-прозрачный, в редких прослоях розоватый, с желваками кизерита. Выше, в кровле пласта, в бишофите отмечается специфическая текстура, обусловленная вертикальноструйчатым расположением темно-серых глинистых включений, как бы влаянных в бишофит (табл. XXII.2). Верхний контакт бишофита с вышележащей сильвинкарналлитовой породой достаточно резкий. Строение сильвин-карналлитовой пачки (интервал 1644,3-1636,1 м) неоднородное, вся породе в целом несет следы растворения и перекристаллизации. В приконтактовой с бишофитом части слоя

		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·		UKB. 0		<u> </u>		
			r	интервал, н	M			
	1641,54-3	L641,8 0			17	48,8 -175 0		
		-		Фракция,	MM			
< 0 , 00 1 *	<0,001- 0,002	0,0 0,0	02- 05	< 0,001*	0,00 1- 0,002	0,002- 0,005	>0	,005
				Образец				
		3/5				8/13		
39,56 0,58 10,70 3,50 0,86 18,12 0,01 0,54 1,62 - -	36,71 0,71 11,66 3,84 1,56 1,06 19,07 0,02 0,14 1,32 10,75 4,16 0,25 3,41	37,96 0,70 13,20 4,46 1,30 0,35 20,00 0,03 0,27 1,45 13,19 1,73 2,17 2,50	52,30** 0,57 11,49 3,44 1,39 0,16 12,93 0,06 0,29 2,44 7,91 2,63 0,13 3,12	44,14 0,63 12,84 5,63 0,39 0,44 11,42 0,03 0,82 2,62 - - -	40,74 0,32 13,07 5,47 1,06 0,16 15,10 0,04 0,41 2,19 9,34 2,53 3,64 4,20	41,18 0,77 12,24 8,63 1,30 0,51 13,70 0,05 0,41 2,08 10,23 1,96 3,32 3,28	41,63 0,68 11,81 5,03 1,72 0,73 15,72 0,04 0,37 1,75 7,75 1,49 6,40 1,68	72,52** 1,02 6,37 2,90 0,93 0,74 0,34 0,02 0,51 1,90 1,09 5,13 Her 2,46
- - - He onp.	2,27 - - 96,93 7,15	0,23 0,14 0,22 Her 99,90 9,80 1,00 0,03 0,08	0,75 Her 0,23 0,25 100,09 16,01 3,40 0,03 0,33	-	0,74 Her 0,85 Her 99,86 10,02	0,21 0,11 0,12 Her 100,10 14,71 1,14 0,03 0,08	0,37 1,98 0,78 Her 100,13 19,65 0,92 0,04 0,04	3,07 0,13 99,13 37,81 18,10 0,03 0,31

в сильвините наблюдаются многочисленные тонкие и "спутанно-волокнистые" прожилки ангидрита и кизерита, прослойки ангидрито-глинистого материала и отдельные крупные молочно-белые кристаллы сильвина. В интервале 1642,6-1641,4 м в карналлите отмечаются прослойки темно-серой глины от нескольких миллиметров до 2 см (обр. 8/8, 8/5). Вышележащий пласт преимущественно карналлитового состава также характеризуется неоднородной брекчиевидной текстурой (табл. XXII, 3). В мясо-красном карналлите беспорядочно расположены прослойки и обрывки слоев желтоватого гелита. На отдельных участках породы наблюдается скопление прозрачных и матовых кристаллов гелита и сильвина, окруженных красной каймой, состоящей из гидроокислов Fe. Внизу брекчиевидный характер породе придают массовые включения зональных кристаллов гелит-сильвинитового состава разнообразной окраски: медово-желтой, красноватой, бледно-розовой, белой.

В шлифах бишофитовая порода представлена крупнокристаллическим бишофитом, часто с полисинтетическими двойниками. Среди кристаллов бишофита отмечаются единичные зерна карналлита и кизерита. Наблюдается декарирование сгруктуры бишофита кристаллами гематита (табл. XXIII, 1, 2). Спорадически присутствуют шестигранники диккита (табл. XXIII, 3).

Характерной особенностью всех нерастворимых остатков бишофитовых и карналлит-бишофитовых пород является высокое содержание в них аутигенного кварца, достигающее 30%. Содержание кварца во фракциях <0,001 мм составляет


Фиг. 49. Дифрактограммы нерастворимых остатков карналлит-бишофитовых пород, содержащих талык

 А - обр. 459; Б - обр. 460
Ориентированные: а - природный, б - насыщенный этиленгликолем, в - насыщенный глицерином, в - прокаленный при 550°С

Фиг. 50. Дифрактограммы ориентированных препаратов гидроталькита

A - обр. 458, нерастворимый остаток; Б - обр. 8/5, фракция <0,005 мм

a – природный; b, b – насыщенные: b – глицерином, b – этиленгликолем; t-u-прокаленные при: t – 200, d – 300, e – 350, x – 400, s – 450, u – 550°C





16-20% (табл. 48). В нерастворимых остатках собственно бишофитовых пород присутствуют ангидрит, магнезит, стронциохильгардит и почти всегда обломочки тонкокристаллического доломита размером до 0,5 см. Кроме того, в составе нерастворимых остатков и тонкодисперсных фракций установлены следующие минералы (см. фиг. 48).

Железистый иллит, следы которого фиксируются во всех фракциях, полученных при растворении как собственно бишофитовых, так и карналлит-бишофитовых пород, за исключением тальксодержащих. Для одного образца (нерастворимый остаток сильвин-карналлит-бишофитовой породы, расположенной выше залежа бишофита), в котором минерал находится совместно с гидроталькитом, удалось получить его состав. Приблизительная кристаллохимическая формула гидрослюдистого минерала, который по данным электронографического исследования относится к политипу 1 М - Na_{0,11}K_{0,63}(Si_{3,63}Al_{0,37}) (Al_{1,20}Fe³⁺_{0,47}Fe²⁺_{0,16}Mg_{0,15})

О₁₀(OH)₂, - позволяет отнести его к Fe-иллиту.

Tальк является основным компонентом нерастворимых остатков некоторых брекчиевидных карналлитовых и карналлит-бишофитовых пород, залегающих в основании бишофитового пласта. Присутствует он здесь либо в мономинеральном виде (см. фиг. 48, обр. 460), либо в ассоциации с неразбухающим гидроталькитом (см. фиг. 48, обр. 459). В одном образце незначительное содержание талька установлено в нерастворимом остатке бишофит-карналлитовой породы (обр. 451) из верхней части пласта. На рентгенодифрактограммах тальк устанавливается по неизменяющимся при различных обработках отражениям с d = 9,36 и 3,12 Å (фиг. 49).

Основную часть всех "глинистых" прослоев и включений ссставляют квари, гидроталькит и ряд не известных ранее гидратированных минералов, структурно близких к гидроталькиту и манассеиту.

Гидроталькит является основным компонентом нерастворимых остатков "глинистых" прослоев, расположенных выше бишофитового пласта. Собственно глинистые минералы составляют здесь лишь ничтожную часть: представлены они Fe-иллитом и триоктаэдрическим хлоритом. На фиг. 50 приведены дифракционные картины двух образцов, подвергнутых различным обработкам. На дифрактограммах ориентированных препаратов в природном состоянии фиксируются целочисленные серии базальных отражений (6-7 порядков) с d(003) = 7,56 Å, не изменяющие своего положения при обработке органическими жидкостями. Нагревание при последовательно увеличивающихся температурах с помощью термической приставки к дифрактометру ДРОН-2 приводит к изменению дифракционных картин. При 200°С вместо целочисленной серии отражений с d = 7,56 Å появля. ются два сильных отражения с d = 7,49-7,62 и 7,10-7,08 Å. При 300° С фиксируется отражение с d = 6,68-6,81 Å и отражение с d = 7,0 Å в виде неотчетливой ступеньки на предыдущем. При дальнейшем повышении температур на дифрактограммах все рефлексы, принадлежащие рассматриваемым минералам, исчезают. Положение дифракционных максимумов, а также распределение интенсивностей базальных отражений на дифрактограммах исследуемых образцов совершенно аналогичны таковым, полученным для мономинеральных фракций манассеита из соленосных отложений купола Индер (см. фиг. 25). Дифракционные картины порошковых образнов содержат наряду с целочисленной серией базальных отражений с d(003) = 7,56 Å характерные для ромбоздрической решетки гидроталькита сильные рефлексы $10\overline{2}$, $10\overline{5}$, $10\overline{8}$ с d, равными 2,562, 2,279 и 1,928 Å соответственно. Значение d (003) = 7,56 Å может свидетельствовать о том, что в структуре гидроталькита (Приволжская моноклиналь) основ-ным межслоевым анионом является CO₃²⁻. Кривые нагревания обр. 8/5 (фрак-

ция <0,005 мм), содержащего в качестве основного компонента гидроталькит, приведены на фиг. 27, *B*.

Гидратированные минералы, структурно близкие к минералам группы иидроталькита, являются основным компонентом включений, запечатанных в собственно бишофитовой породе и придающих ей вертикально-струйчатую текстуру. Просмотр таких включений в просвечивающем электронном микроскопе показал, что основную их массу составляет коллоидальное вещество часто причудливой формы, которое участками раскристаллизовано и состоит из сети слабо изогнутых удлиненно-призматических кристалликов, напоминающих сепиолит (табл. XXV), Замеренные в иммерсионных препаратах усредненные показатели преломления отдельных сгустков колеблются в пределах: $n'_g \approx 1,500-1,517$; $n'_p \approx 1,485-$ 1,510. Анализ рентгенодифракционных картин как отдельных сгустков, так и всего нерастворимого остатка собственно бишофитовых пород привел к заключению, что основным компонентом в них является гамма гидратированных минералов с неизвестной ранее подвижной структурой.

Дифрактограммы ориентированных препаратов всех образцов в природном состоянии содержат практически строго целочисленные серии базальных отражений с d (001), варьирующих для разных образнов от 8,8 до 10,8 Å. Все значения d базальных отражений превышают периоды повторяемости вдоль нормали к слоям, характерные для CO₃- и SO₄-форм гидроталькита и манассеита. Естественно предположить, что эти особенности связаны с развым анионным составом межслоевых промежутков (они могут отличаться как содержанием анионов CO2 и SO4, так и их отношением) и разной степенью их гидратированности. Существенно, что во всех случаях на порошковых дифрактограммах отсутствуют отражения общего типа, характерные для упорядоченных структур манассеита и гидроталькита. Наиболее интересным свойством этой группы минералов, резко отличающим их от гидроталькита и манассеита, является способность к внутрикристаллическому набуханию при насыщении молекулами этиленгликоля или глицерина. По способности образовывать комплексы с органическими жидкостями все образцы можно условно разделить на две группы. Одна группа слабо набухает и характеризуется дифракционными картинами, содержащими после насыщения образцов этиленгликолем целочисленные серии базальных отражений с d (001) = 10,9-11,5 Å (фиг. 51, A-B). Реакция с молекулами глицерина практически отсутствует. Другая группа обладает значительно более ярко выраженной способностью к набуханию при обработке органическими жидкостями (см. фиг. 51, Г. Д). При этом после насыщения глицерином на пифрактограммах фиксируются сильные отражения с d(00l), равными 14,0; 7,0; 4,67 и 3,56 Å. Насыщение этиленгликолем приводит к появлению целочисленной серии базальных отражений с d (001), равными 16,8-17,0 Å. Прокаливание при 250-



146

 300° С во всех случаях сопровождается удалением межслоевой воды и "сжатием" структуры минералов. Однако одни образцы при этом характеризуются сближением октаэдрических слоев до 7,1-7,2 Å (см. фиг. 51,*A*, *Б*), другие – до 7,7 Å (см. фиг. 51, *Г*). Это связано, очевидно, с наличием в межслоевых промежутках разных комплексных анионов: преимущественно CO_3^{2-} – в первом случае и более крупных SO_4^{2-} – во втором. Следует отметить, что препараты, насыщенные этиленгликолем и затем прокаленные до 250-300°С, сохраняют способность к разбуханию при обработке их оргеническими жидкостями (см. фиг. 51, *Д*).

Чтобы объяснить разбухающие свойства минералов, целесообразно обратиться к рассмотрению поведения при обработке органическими жидкостями талька, монтмориллонита, вермикулита и слюд. При нулевом заряде 2:1 слоев талька, пирофиллита или очень высоком их заряде (слюды) органические молекулы, так же как и молекулы H₂O, не способны внедряться в межслоевые промежутки их структур. Монтмориллониты с относительно низким слоевым зарядом обладают характерными свойствами гидратации и легко разбухают при насыщении органическими жидкостями. Увеличение слоевого заряда у вермикулитов приводит к ограниченной разбухаемости, в связи с чем некоторые вермикулиты образуют однослойный комплекс с глицерином и двухслойный с этилентликолем. Можно предположить, что и разбухающие свойства рассматриваемых минералов контролируются степенью замещения Mg на Al в октаздрических слоях, т.е. величиной положительного слоевого зеряда. При отсутствии этого замещения имеем неразбухающий брусит. При соотношении Mg: Al = 3:1, которое характерно для гидроталькита, слоевой заряд, приходящийся на половину элементарной ячейки, равен

10.8 Б 3,34 3.35 10,0 11.5 7,50 *20* 3.801 10,0 1Q, D 7.20 10.5 335

Фиг. 51. Дифрактограммы ориентированных препаратов образцов, содержащих разбухающие гидратированные минералы

A - обр. 455, нерастворимый остаток; B = odp. V, hepactворимый остаток: B = ofp. II, hepactionворимый остаток; Г - обр. 6041, красные хлопья: Д обр. 453, нерастворимый остаток а – природный; б-в - насыщенный: б – этиленгликолем. - глицерином; -ж - прокаленный течение 2 ч при: $-250, \partial - 300,$ $e = 350, \pi = 400^{\circ}C;$ 3 - насыщенный этиленгликолем после прокаливания при 250°С. Все съемки производились с одной пластинки

147

+1, т.е. достаточно высок для того, чтобы обеспечить неразбухающие свойства минерала. Если предположить, что в исследуемых минералах отношение Mg: Al > >3:1, т.е. слои обладают меньшим зарядом по сравнению с истинным гидроталькитом, то по аналогии с монтмориллонитами этим обстоятельством можно объяснить как повышенную гидратность минералов, так и их разбухающие свойства. При заряде слоя <1 (на 1/2 элементарной ячейки) степень разбухания будет тем больше, чем меньше степень этого замещения. К сожалению, пока мы не имеем химических анализов мономинеральных образдов, и поэтому высказанные предположения нуждаются в дальнейшей экспериментальной проверке.

Заслуживает внимания тот факт, что гидратированные минералы с подвижной структурой установлены только во включениях, запечатанных в бишофите. Совместно с ними фиксируется коллоидальное рентгеноаморфное вещество. При этом разбухающие свойства минералов проявлялись только в том случае, если препараты изготавливались сразу же после растворения бишофитовых пород в дистилированной воде. Если же образцы в течение одного-двух месяцев выдерживались в "собственном" растворе MgCl₂, то разбухания при насъщении органическими жилкостями не происходило и коллоидальное вещество исчезало. В "глинистых прослойках среди подстилающих и перекрывающих бишофитовый пласт брекчиевидных карналлит-бищофитовых и карналлитовых пород присутствует гидроталькит с неразбухающей структурой; коллоидальное вещество отсутствует. Кроме того, в подстилающих бишофит породах в ассоциации с гидроталькитом находится талык. Такой характер распределения минералов по пласту дает основание высказать следующие предположения. Нам представляется вероятным, что синтез гидратированных разбухающих минералов был возможен только в условиях активного поступления хлор-магниевых растворов. Агрессивное воздействие этих растворов вызывало аморфизацию алюмосиликатного вещества, которое вследствие быстрой литификации рассолов не успевало полностью раскристаллизоваться и оказывалось запечатанным в бишофитовой породе. Растворение бишофитовых пород в процессе гелогенной седиментации приводило к поступлению в среду минералообразования дополнительных порший ионов Al за счет коллоидального вещества. Это, в свою очередь, обусловливало трансформацию разбухающих метастабильных минералов в неразбухающий гидроталькит. В этих условиях "глинистые" прослои среди карналлитовых и бишофит-карналлитовых пород, содержащие неразбухающий гидроталькит, можно рассматривать как нерастворимый остаток первично бишофитовых пород. Возможно, образование талька в основении бишофитовых пластов связано с повышенными температурами поступавших рассолов.

Таким образом, основными компонентами неростворимых остатков бишофитовых и карналлит-бишофитовых пород являются минералы из группы гидроталькита с разбухающей и неразбухающей структурами и кварц. Постоянный парагенез этих минералов и определяет специфику аутигенного минералообразования в условиях эвтонической рапы. Трансформация поступавшего в бассейн седиментации алюмосиликатного вещества шла как бы по двум самостоятельным ветвям: с одной стороны, синтез гидроталькита (не силиката!), а с другой – тонкокристаллического и дисперсного кварца. Иными словами, специфика аутигенеза на эвтонической стадии развития бассейна определялась не отсутствием SiO₂, а своеобразием обстановок, в которых Al отличался высокой подвижностью и вместе с Mg образовывал октаздрическую сетку гидроталькита. Параллельно кремнезем, формируясь в виде тетраздрических сеток, образовывал кристаллическую структуру кварца. Возможно, этот процесс протекал стадийно; показать это должны дальнейшие исследования.

Основным выводом является то, что в условиях эвтонических хлор-магниевых рассолов с предельной концентрацией солей (36–38%) не создаются условия для активного синтез а алю мо силикатов, а происходит как бы разобщение Al и Si в процессе аутигенного минералообразования.





Таблица III







Таблица V



Таблица VI



Таблица VII



Таблица VIII



Таблица IX

3

Таблица Х

ТаблицаХІ



Таблица XII



Таблица ХІІІ



Таблица XIV



Таблица XV



Таблица XVI





Таблица XVII

Таблица XVIII

Таблица ХІХ



Таблица ХХ









Таблица XXIII





ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение силикатного минералообразования в породах, характеризующих разные стадии осолонения пермских бассейнов юго-востока Русской платформы, показало, что ведущим фактором гелогенного литогенеза является физико-химическая обстановка, изменение которой направляет процесс аутигенного минералообразования и обусловливает его кристаллохимическую специфику.

Формирование комплекса аутигенных глинистых минералов во всех рассмотренных бассейнах соленакопления происходило за счет петрографически однотипного исходного обломочного материала, которым являлись палеозойские вулканогенно-осадочные комплексы Уральской геоантиклинали. Однако преобразование этого материала в различных физико-химических условиях осолоняющихся бассейнов протекало по-разному. Тонкие изменения в составе исходного материала удалось проследить на примере детально изученных разрезов верхнепермских отложений Оренбургского Приуралья. Комплексное исследование этих отложений позволило сделать вывод о том, что исходный материал не оказывает существенного влияния на состав глинистых минералов, связанных с отложениями солено-морских фаций и фаций осолоняющихся лагун. Состав глинистых минералов четко контролируется физико-химическими условиями различных фациальных обстановок, в первую очередь степенью осолонения бассейна, его магнезиальностью.

Минералы-индикаторы начальной, доломито-сульфатной, стадии осолонения при хемогенно-терригенном типе седиментации – группа Mg-монтмориллониткорренсит-Mg-хлорит + Fe-иллит. Важной особенностью магнезиальных минералов этой стадии является присутствие разбухающих слоев в их структуре. Минералы-индикаторы галитовой стадии осолонения – Mg-хлорит и Fe-иллит. В отличие от магнезиальных минералов предшествующей стадии осолонения магнезиальные хлориты галитовой стадии хорошо окристаллизованы и не содержат разбухающих межслоев. Анализ литературных данных показал, что отмеченные закономерности не только свойственны доломито-сульфатной и галитовой стадиям осолонения изученных бассейнов, но и характеризуют пермские бассейны других регионов соленакопления как в СССР, так и в Западной Европе, Северной Африке, США.

С увеличением степени солености вод бассейна состав ассоциаций глинистых минералов становится существенно иным. Ведущими индикаторными минералами стадии садки калийно-магниевых солей в условиях бассейна Индер являются гидратированные талькоподобные минералы и серпентин в ассоциации с минералами из группы гидроталькита. Постоянный парагенез этих минералов и определяет специфику аутигенного минералообразования этой стадии осолонения в данном районе. Отсутствие указанных минералов в калийно-магниевых солях других регионов соленакопления свидетельствует, скорее всего, о специфических условиях формирования соленосной толщи бассейна Индер, связанных с возможной разгрузкой термальных вод и существованием повышенных температур в период образования залежей калийно-магниевых солей. В то же время не исключено, что более детальные структурно-кристаллохимические исследования позволят выявить эти минералы и в других регионах соленакопления. Серпентин известен в соленосных отложениях немецкого цехштейна, где он, так же как и в разрезе Индер, связан с зонами развития высокомагнезиальных, карналлитовых, пород. Талькоподобные минералы в соленосных толщах установлены впервые. Собственно талык довольно широко распространен в соленосных разрезах цехштейна ФРГ, ГДР и Англии. Нам представляется вероятным, что формирование 10. Зак. 896 149

		ar.									0	бломкц п	opoð		ой 16	8													
6103pacm	Macumab	Ликтологич е ск Халонка	Мащность, м	nodopomauus	Компли	IEKC	Средний ди метр зерен	Кварц	Nonebore 11 na mbi	радаи Продожи	- сынана Кислые зффузивы	- пновные Основные эффузивы	Кремнис- тыс	извес- Извес- Илякк Исстье сланцо	Содержа- ние тяжел Фракции, 9	Магнети Ипоменит Лейхоноен	шпжабХ	Шлиотпи	Циркон Типмалин	Рутил Анатаз, Бошита	стен Стен	Гранат	Эпидот	Амфиболы	Пироксены Биотит,	мелан Оксилений мелан	Anamum	Cmabponum	onomndouX
							0,05 0,1 Q1 5	25	25	25 50	5 20 40 60	10 10 20 30	10 20 30	10 10	1 2	25 25 25	10	10	5 5	5 5	5	10 20	5 10	25 50	25 5	5	10 20	5 5	5%
P ₂ t ₁ ²	100- 200-			Континент альная	Бальшекинелоский Нижений Верхний	Лагун - ный от- рескен- депьтовый		A A A		M					MM												>	••••••••	
$P_2 t_1^1$	300-		30-100		Сокский	ا ما لل		Å					$\left \right\rangle$	5						• • • •		\leq				[)		7	
P ₂ kz ₂	400-			<i>в</i> . 2	Веранназансний	Лаеунный осолонен														•					+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	•	- -	•	-•
P ₂ kz	500		80 80	N , J J J J J	Нижне- казанский	Морской		$\left\{ \right\}$										S				$\left\{ \right.$		•	++++		\Box		
P2uf	600			Ларал	УФИМСКИЙ	Лаеунный осолоненный														•									



фиг. 4. Литолого-петрографическая характеристика песчаников верхнепермской формации

1 - конгломерат; 2 - песчаник крупно- и среднезернистый; 3 - песчаник мелко- и тонкозернистый; 4 - алевролит; 5 - глина; 6 - известняк; 7 - доломит;

8 - гипс; 9 - фельзит-альбитофировые граувакки; 10 - диабазо-спилитовые граувакки; 11 - содержание компонента <1%; 12 - единичные зерна компонентов; 13 - компоненты с приблизительно одинаковым распространением в разных типах граувакк

							33AR		ows			- OND	394 714	ped		<i><i>q</i>_{<i>u</i>}_{<i>o</i>}</i>	K 177 CC	5000	1 4 M	U C ×48	m	T	M	4 N C	p a .	761		*				1
Система	Отден	SPUC	Todespyc	COUME	Mannah		KER KONDS	148 m	CAPUCATO	A OFP.	Paurs	14 N.N. DCA	накоплен. Петрогра	אמאצות חם אמאצות חם	Fe-момты риллонит	Pasbyzaro-	Дерект- ныв глорат	Lapum	Каолинит	(cdcmaða (cdcmað) He scen)	Fe-иллит	Fe-Mg- Z.Aopum	-амтионица Ма-мантиа	Passyza-	Дефект-	Керрен- 35 сщт 600	t menden si	Heymone - Heymon	<i>тифоих-</i> бы	Анальцим	Опал	
*		Tamapexul	И и ж ни й	Сокская большекинельская	250 200 750 100 50 10	たいとうない ない 御知る たいかい アンドローク 日本 アン・アン・アン・アン・アン・アン・アン・アン・アン・アン・アン・アン・アン・ア						Па е у н ный Павиный провидляна - дельтовый	TION TO AND A MARTIN	Рельзит – алобитофировоге грауваххи	• • • • • • •	•	• • •	* *		*** **** * *	• • • • • •	•	•	•	• •			*	• •• ••	••••••••••••••••••	•	
П С Р М С Х А	вериний	Казанский	Ни жний верхний		420 400 320 300						2. 例子を認定になった。 クラフレン	Морской Лагунный	Haviday - austan	спилитовые граувахки					••••	• • • • • • • • •		•••••		•	• • •	•	** * **	• • •	+++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	•	•••••	
		7	Уфимская		200				11 801 14			Лагунный астанений		Диабазо —							•	•				•	ŧ		•			
°°.	<u>ء</u>	1	:-]2		~~~	3	e		4] <i>5</i>		6		27] 19	-	20	2	AH.	<i>22</i>		23 2	2	*	25
		8			9 14			10			11		12	? 7			• •	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	26 🛱 35 🗒	36	1	≥28 ₹]37		29 🔟 38 🖸	<i>3</i> .	9 9 🚰	-31 		32	3 4	3 2]34]43
					_			2														Γ		##	• 4	5				_		

Фиг. 8. Литолого-фациальный разрез верхнепермской краснопветной формации Оренбургского Приуралья, состав и распределение глинистых минералов

L. Типы пород: 1 - конгломерат; 2 - песчаник крупно- и среднезернистый; 3 - песчаник мелкозернистый; 4 - алевролит; 5 - аргиллит; 6 - ритмичное переслаивание алевролита и глины; 7 - тонкое ритмичное переслаивание алевролита, глины, песчаника и мергеля доломито-известкового; 8 - мергель до итовыи; 9 - доломит; 10 - известняк; 11 - гипс; 12 - ангидрит. II. Цвет: 13 - светло-серый, белый; 14 - буровато- и красновато-серый; 15 - пестроцветный; 16 - красноцветный; 17 - зеленовато-серый. III. Слоистость: 18 - неслоистые породы; 19 - горизонтальная; 20 - мелкая волнистая и прерывисто-волнистая; 21 - косоволнистая; 22 - косая; 23 - перекрестноволнистая; 24 - полого-волнистая; 25 - нарушенная вэмучиванием и ходами илоедов. IV. Фации. Континентальная группа фаций: 26 - песчаных осадков русла; 27 - песчано-глинистых осадков поймы; 28 - грубообломочных осадков континентальных временных потоков;

29 - песчано-алеврито-глинистых осадков зарастающих водоемов (ископаемых почв и подпочв); 30 - глинистоалевритовых осадков застойных водоемов. Лагуннодельтовая группа фаций: 31 - песчаных осадков подводной части дельты; 32 - песчано-алевритовых осадков зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья; 33 глинисто-алевритовых осадков лагун и заливов; 34 песчаных осадков засолоненных лагун; 35 - глинистовых осадков засолоненных лагун; 36 - х генно-терригенных осадков лагун; 37 - терригенно-хемогенных осадков засолоненных лагун; 38 - хемогенных и хемогенно-терригенных осадков засолоненных лагун. Морская группа фаций: 39 - прибрежно-морских отмелей; 40 - песчано-алевритовых осадков зоны волнений прибрежной части моря; 41 - глинисто-алевритовых осадков моря; 42 - глинисто-алевритовых и карбонатных осадков прибрежной части моря; 43 - карбонатных осадков прибрежной части моря; 44 - относительное содержание минерала; 45 - присутствие минерала



Фиг. 22. Схема аутигенного глинообразования в условиях различной солености верхнепермского бассейна Оренбургского Приуралья 1 - песчаник; 2 - алевролит; 3 - глина; 4 - известняк; 5 - доломитовый мергель; 6 - доломит; 7 - гипс; 8 - ангидрит; 9 - каменная соль



Фиг. 52. Индикаторные минералы разных стадий осолонения пермских бассейнов юго-востока Русской платформы

талька в цехштейновых породах происходило в результате обезвоживания первично-седиментационных талькоподобных минералов (типа гидратированного талька) под воздействием динамометаморфизма, которому подверглись цехштейновые соли в позднеюрское время [Oester, Lippolt, 1975], либо термального метаморфизма под воздействием мисценовых интрузий магматических пород и связанных с ними термальных вод. Дальнейшие детальные исследования должны показать, окажутся ли серпентии и тальк региональными индикаторными минералами стадии садки калийно-магниевых солей или эти минералы будут играть роль специфических указателей на существование повышенных температур в бассейнах соленакопления с возможным подтоком термальных растворов.

Сложное строение всей галогенной формации Прикаспия в целом, отсутствие надежных корреляционных схем не только для всей зоны развития галогенных отложений, но и для отдельных площадей с залежами калийно-магниевых солей вызывают известные трудности в изучении силикатного минералообразования на этой площади. Вместе с тем именно детальное изучение собственно алюмосиликатных компонентов соленосной толщи может помочь в корреляции разрезов. Особый интерес в этом отношении представляют установленные в разрезе купола Индер прослои вулканопирокластического материала, которые могут являться надежными реперами при сопоставлении соленосных разрезов как отдельных площадей, так и всего бассейна Прикаспия. Кристаллохимическое изучение тонких фракций пепловых туфов в разрезе купола Инлер показало, что в специфических условиях солеродного водоема преобразование пирокластического материала кисло-щелочного состава приводит к синтезу редкого слюдистого минерала лейкофиллита, а средне-основного-щелочного - к синтезу флогопитоподобного минерала. При геологопоисковых и разведочных работах глинистые про-СЛОИ ТАКОГО СОСТАВА МОГУТ БЫТЬ ИСПОЛЬЗОВАНЫ В КАЧЕСТВЕ МАРКИРУЮЩИХ ГОРИЗОНтов, служащих основой при расчленении и корреляции трудносопоставимых соленосных разрезов.

Из анализа состава глинистых минералов соленосного разреза купола Индер можно сделать заключение, что сложные процессы соляного тектогенеза, способствовавшие перекристаллизации галогенных пород и изменению их состава, не оказали существенного влияния на состав глинистых минералов. И кристаллохимические характеристики глинистых минералов, таким образом, в особенностях своей структуры запечатлели специфические условия физико-химической среды бассейна в период седиментации и раннего диагенеза.

В условиях предельной солености вод бассейна (эвтоника) процесс аутигенного минералообразования имеет своеобразный характер. На этой конечной стадии жизни бассейна глинистый аутигенез подавлен, происходит как бы разобщение Si и Al. Специфику минералообразования в экстремальных условиях эвтонической рапы определяет парагенез минерала из группы гидроталькита (не силиката) с разбухающей структурой и кварца.

Таким образом, в результате проведенной работы установлены парагенезы и кристаллохимические особенности глинистых минералов разных стадий осолонения – от доломито-сульфатной до эвтонической, выявлены фоновые минералы и минералы-индикаторы каждой стадии (фит. 52). Важной особенностью аутигенного глинообразования в соленосных формациях является полная подчиненность процесса физико-химическим условиям среды формирования.

Обобщение литературного материала показало, что некоторые установленные закономерности особенностей состава и кристаллохимических характеристик глинистых минералов свойственны не только пермским бассейнам изученных территорий, но и многим другим пермским солеродным бассейнам земного шара. Дальнейшие детальные геокристаллохимические исследования должны показать, какие индикаторные особенности глинистых и аутигенных минералов и их парагенезов будут устойчиво характеризовать разные стадии осолонения в различных геологических типах солеродных бассейнов и какие минералы являются "геокристаллохимическими раритетами", отражающими определенную специфику тех или иных геологических обстановок при галогенной седиментации - поступление пирокластики, термальный подток и т.д.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ФОТОТАБЛИЦАМ¹

Таблица [

Некоторые литогенетические типы пород в разрезе континентальной подформации верхнепермских отложений Оренбургского Приуралья (керн)

1 - среднезернистый песчаник фации русла; 2 - мелкозернистый песчаник с тонкой горизонтальной и прерывистой горизонтально-волнистой слоистостью фации поймы; 3 - озерный мелкозернистый песчаник с горизонтальной слоистостью пачечного строения; 4 - среднезернистый песчаник с беспорядочно расположенными обломками алевролита и аргиллита фации песчаных осадков подводной части дельты; 5 - мелкозернистый песчаник зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья с мелкой волнистой перекрестной мульдообразной слоистостью; 6 - песчано-алеврито-глинистая порода зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья; в керне видна характерная для зоны подвижного мелководья петельчато-оползневая текстура и текстура "втекания"

Таблица II

Некоторые литогенетические типы пород в разрезе верхнепермских отложений Оренбургского Приуралья (керн)

1 - мелко- и тонкозернистый песчаник зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья с прослоями заиления; слоистость тонкая горизонтальная, горизонтально-волнистая и мелкая косая, нарушенная ходами илоедов; 2 - глинистый алевролит, меденосный, содержащий раковники тонкостенных пелеципод, полости которых выполнены аналыцимом; 3 - алеврито-глинистая порода комковатой текстуры со следами корневой системы фации песчано-алеврито-глинистых осадков зарастающих водоемов; 4 - переслаивание глинистого и алевритового материала с гнездами гипса и "пятнами одоломичивания" фации территенно-хемогенных осадков осолоненных лагун; 5 - среднезернистый песчаник с прослойками "одоломичивания" фации территенно-хемогенных осадков осолоненных лагун; 6 - доломичовый мергель с тончайшими прослойками песчаного материала фации карбонатных осадков прибрежной части моря повышенной солености

Таблица III

Электронно-микроскопические снимки опал-корренситового цемента в песчаных породах, полученные в сканирующем электронном микроскопе. Обр. 26, скв. 4, Оренбургское Приуралье

I – опал (слева) – корренсит (справа), увел. 5000; 2 – "проникновение" пластинчатых частиц корренсита по плоскостям спайности гипса, увел. 5000; 3, 4 – пространственная конфигурация пластинчатых образований корренсита в цементе песчаных пород, увел. 5000

Таблица IV

Электронно-микроскопические снимки медьсодержащего монтмориллонита (1) и анальцима (2-6) в песчано-алевритовых породах континентальной подформации Оренбургского Приуралья. Обр. 1/60

1 – увел. 2000; 2, 3 – тетрагон-триоктаздрические кристаллы аналыцима в полости раковин пелеципод, увел. 2000; 4 – кристалл аналыцима среди медьсодержащего монтмориллонита, увел. 200; 5 – кристалл аналыцима с необычным рельефом граней, увел. 500; 6 – микроконкреционное образование хромсодержащего гематита, увел. 5000

Таблица V

Анальшим в породах континентальной подформации (шлифы)

1 - кристаллы аналышима в поровом пространстве среднезернистого песчаника, обр. 258/63, увел. 430, проходящий свет; 2 - аналышимовый цемент в мелкозернистом песчанике, обр. 589/63, увел. 430, николи +; 3 - реликт пироксена в аналышиме, обр. 246/63, увел. 430, проходящий свет; 4 - кристаллические образования аналышима

1фототаблицы см. между с. 148-149.

по периферии конкреционных стяжений хромсодержащего гематита в меденосном алевролите, обр. 499/60, увел. 100, проходящий свет; 5 – брекчиевидная структура известняка за счет обильных выделений анальцима (черное), обр. 557/63, увел. 100, николи +; 6 – кристаллы анальцима в поре, выполненной гипсом, среди доломитового мергеля, обр. 220/63, увел. 100, проходящий свет

Таблица VI

Изображение анальцим-медь-железосодержащего участка породы в отраженных электронах (слева вверху) и в спектрах разных элементов. Время экспозиции 15 с. размер рамки 20 мкм. Обр. 1, скв. 11, Оренбургское Приуралье

Таблица VII

Изображение кристалла анальцима в отраженных электронах (слева вверху) и в спектрах разных элементов. Съемка в спектре Сг производилась при экспозиции 1 мин, прочих элементов – 15 с; размер рамки 20 мим. Обр. 1, скв. 11. Оренбургское Приуралье

Таблица VIII

Электронно-микроскопические снимки пластинчатых выделений Мg-монтмориллонита в доломитовом мергеле (1, 2) и опала в галите (3, 4), полученные в сканирующем электронном микроскопе

1, 2 -обр. 998, скв. 11, увел. 10000; *3*, 4 -обр. 124, скв. 136, увел.: *3* -1000, 4 - 500

Таблица IX

Электронно-микроскопические снимки корренсита (1, 2) и Fe-иллита (3-6) 1-3 - обр. 26, скв. 4, цемент песчаника: 1, 3 - фракция <0,001 мм, увел. 12000, 2 - фракция 0,01-0,001 мм, увел. 12000; 4, 5 - обр. 30, скв. 4, зеленые "корочки" по плоскости наслоения доломитового мергеля, увел. 20000; 6 - обр. 731, скв. 728, алевролит, фракция <0,001 мм, увел. 20000

Таблица Х

Электронно-микроскопические снимки фракции <0,001 мм, содержащей Са-фосфат и эрионит (1, 2), и микрофотографии шлифов галита, содержащего удлиненно-призматические и игольчатые кристаллы ангидрита и "гипс-ангидрита" (3, 4). Обр. 124, скв. 136. Оренбургское Приуралье

1, 2 - увел. 4000; 3, 4 - увел. 120; 3 - проходящий свет, 4 - николи +

Таблица XI

Фрагменты строения отдельных участков соленосного разреза, вскрытого горными выработками. Купол Индер, шахта

1 - обломок тонкослонстой кизерит-борацит-галитовой породы в брекчиевидной залежи кизерит-караналлитового состава; 2 - цепочка округлых обособленных глинистых включений по нижнему контакту бороносной линзы; белое – желвак преображенскита; 3 - единичное округлое включение глинистого материала в кизерит-карналлит-галитовой брекчиевидной породе; 4 - будинированный прослой пеплового материала (темное), залегающего согласно с вмещающей каменной солью

Таблица XII

Электронно-микроскопические снимки кристаллов минерала из группы борацита (1-4), полученные в сканирующем электронном микроскопе. Обр. 336, увел. 200, купол Индер

Таблица XIII

Кристаллы менассеита в иммерсионных препаратах. Обр. 336, фракция > 0,05 мм, купол Индер

Таблица XIV

Электронно-микроскопические снимки кристаллов маннасеита, полученные в сканируюшем электронном микроскопе. Обр. 336, фракция >0,05 мм, купол Индер

153
Таблица XV

Электронно-микроскопические снимки основания пеплового туфа, полученные в сканирующем электронном микроскопе. Обр. 311, купол Индер

1, 2 – плотная волокнистая масса кварцина, увел. 500; 3 – "головки" кристаллов кварца, развивающихся на кварцине, увел. 2000; 4, 5 – сростки кристаллов кварца с преимущественным развитием граней ромбоэдров, увел. 500; 6 – кварцевые "присыпки" на отдельных более крупных гранях ромбоэдров; лепестковидные образования – гипс, увел. 500

Таблица XVI

Микрофотографии отдельных зон пеплового туфа из соленосной толщи купола Индер . (1-5- шлифы, 6 - иммерсионный препарат)

1 - параллельно- и радиально-лучистые агрегаты кварцина, обр. 311, увел. 100, николи +; 2 - гидрослюдистые частицы, облекающие отдельные кристаллы галита, обр. 326, увел. 100, николи +; 3 - полигалит-глинистый материал, "цементирующий" кристаллы галита, которые содержат как бы влаянные в них квардевые розетки, обр. 313, увел. 100, николи +; 4, 5 - витрокластическая структура пеплового туфа, обр. 311, увел. 100, проходящий свет; 6 - розетковидный агрегат аутигенного кварца с крупным зародышевым центром кристаллизации; видны контуры кварца первой генерации с жидкими включениями и кварца второй генерации, свободного от включений, с илиоморфным обликом, увел. 200, проходящий свет

Таблица XVII

Электронно-микроскопические снимки сростков кристаллов гипса, развивающихся на кварцине в основании пеплового туфа, полученные в сканирующем электронном микроскопе. Обр. 311, купол Индер

1-4 - веероподобные кристаллы гипса; 5, 6 - кристалл гипса, на вершине которого видна слабо раскристаллизованная масса глинистых минералов и как бы растуший из нее кристалл кварца. Увел.: *1* - 100, *2*, *4*, *5* - 500, *3*, *6* - 2000

Таблица XVIII

Электронно-микроскопические снимки разных стадий раскристаллизации пепловых частиц, полученные в сканирующем электронном микроскопе. Обр. 311, купол Индер

1, 2 – начальный этап преобразования вулканического стекла (гладкая поверхность) в дисперсные слоистые силикаты; увел.: 1 – 2000, 2 – 5000; 3 – взаимоотношение новообразованного лейкофилита с неполностью раскристаллизованным стеклом, увел. 1000; 4, 5 – пространственная конфигурация тонкодисперсных пластинчатых выделений лейкофиллита, увел.: 4 – 2000, 5 – 10000; 6 – раскристаллизованный до лейкофиллита шарик стекла, увел. 2000

Таблица XIX

Электронно-микроскопические снимки отдельных пепловых частиц, полученные в сканирующем электронном микроскопе, обр. 316, фракция 0,05-0,07 мм, купол Индер 1, 2 - пластинчатые выделения гидрослюдистого минерала по стекловатому базису, увел.: 1 - 5000, 2 - 10000; 3, 4 - калиевые полевые шпаты в "теле" пепловой частицы, увел. 2000; 5 - кристаллы кварца в "теле" пепловой частицы, увел. 5000

Таблица ХХ

Электронно-микроскопические снимки тонкодисперсных фракций, содержащих:

1 - гидратированный тальк, обр. 11/77, увел. 12000; 2 - гидратированный тальк, серпентин, обр. 327, увел. 16000; 3 - минерал из группы гидроталькита, обр. 15/77, увел. 12000; 4 - лейкофиллит, обр. 316, увел. 24000; 5, 6 - смешанослойный флогопит-вермикулит, обр. 39/77, увел.: 5 - 15000, 6 - 24000

Таблица XXI

Породы (ритмиты) из соленосного разреза Приволжской моноклинали

1 - тончайшее переслаивание ангидрита, магнезита и глинистого материала; в керне видна секущая вертикальная трещинка, выполненная галитом, обр. 7/10, Наримановская площадь, скв. 7, интервал 1720,3-1720,9 м; 2 - тончайшее переслаивание ангидрита, гипса, магнезита и бышофита; слойки бишофита фиксируются по темным пустоткам; в керне видны седиментационно-диагенетические "конкрещии" темного галита. обр. 7/15, скв. 7, интервал 1174,3-1175,6 м

Таблица XXII

Бишофитовые породы из соленосного разреза Приволжской моноклинали

1 - бишофит (светлое), содержащий карналлит (темное); 2 - бишофит, в котором видны запечатанные "глинистые" включения, имеющие вертикально-струйчатое расположение, скв. 6040, обр. 8/9; 3 - брекчиевидная бишофит-сильвин-карналлитовая порода, залегающая над верхним пластом бишофита, скв. 6040, обр. 8/10

Таблица XXIII

Микрофотографии бишофита (1, 2) и электронно-микроскопические снимки нерастворимых остатков карналлит-бишофитовых пород (3, 4)

1, 2 – декарирование структуры бишофита кристаллами гематита, обр. 8/9, увел.: 1 – 430, 2 – 560, проходящий свет; 3 – кристалл диккита в нерастворимом остатке бишофит-карналлитовой брекчиевидной породы в основании нижнего пласта бишофита, увел. 12000; 4 – пластинка аутигенной слюды и удлиненно-призматические кристаллы неразбухающего гидроталькита, увел. 10000

Таблица XXIV

Электронно-микроскопические снимки "глинистых" включений, запечатанных в бишофитовой породе

1 – коллондальное рентгеноаморфное вещество, увел. 10000: 2, 3 – начальные этапы раскристаллизации коллондального стустка, увел. 38000; 4-6 – удлиненные слабо изогнутые кристаллы разбухающего гидроталькита, увел.: 4 – 20000, 5 – 38000, 6 – 78000

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамова С.А., Марченко О.Ф. Опыт применения палинологического метода исследования при изучении соляных куполов Прикаспия. - В кн.: Материалы по геологии районов соленакопления. М.: Наука, 1964, с. 122-137.
- Билонижка П.М. Некоторые особенности минерального состава глин нижнемолассовых отложений Прикарлатья. – Еопр. литол. и петрогр., 1973, кн. 2, с. 113-119.
- Билонижка П.М., Винар О.Н., Мельников В.С. О минеральном составе глин соляных пород калийных месторождений Прикарпатья. - В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1966, кн. 7, с. 147-158.
- Болдырева А.М. Аутигенный анальцим верхнепермских отложений Чкаловской и Актюбинской областей. – Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1953, ч. 82, вып. 4, с. 291-297.
- Вотвинкина Л.Н., Селиверстов В.А., Соколова Т.Н., Яблоков В.С. Некоторые генетические типы красноцветных татарских отложений Оренбургского Приуралья. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 5, с. 47-66.
- Бурьянова Е.З., Кочин Г.Г., Трифонов Н.П. О распространении анальцима в верхнепермских медистых отложениях Приуралья. - Литол. и полез. ископ., 1974, № 5, с. 147-153.
- Валеев Р.Н. Роль разломов земной коры в образовании и размещении месторождений нерудных полезных ископаемых платформенных областей. - Тр. Геол. ин-та, Казань, 1973, № 35, с. 33-46.
- Валеев Р.Н. Цикличность развития авлакогенов Русской платформы и их минералогическая специализация. - В кн.: Условия формирования и закономерности размещения месторождений нерудного минерального сырья Европейской части СССР. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1976, с. 21-68.
- Валеев Р.Н., Озол А.А., Тіхвинский И.Н. Особенности генезиса месторождений боратов галогенно-осадочного типа. - Сов. геол., 1972, № 5, с. 71-80.
- Валяшко М.Г., Борисенков В.И., Халтурина И.И., Бочаров В.М. Геохимические особенности и закономерности изменения состава галогенных образо-

ваний в пределах солянокупольных структур. - Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1978, № 6, с. 38-44.

- Витовская И.В., Берхин С.И. Серпентин, керолит и нонтронит в коре выветривания Липовского ультраосновного массива. – В кн.: Кора выветривания на серпентиновых массивах. М.: Наука, 1965, с. 3-23.
- Витовская И.В., Цепин А.И. Результаты рентгеноспектрального изучения продуктов выветривания серпентинитов. – В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1976, вып. 15, с. 121-130.
- Гаряинов В.А. Стратиграфия татарских отложений бассейна среднего течения р. Урал. – Учен. зап. Сарат. ун-та, 1959, № 65, с. 81-89.
- Гаряинов В.А. Татарский ярус юга Обшего Сырта и Оренбургского Приуралья. – Учен. зап. Сарат. уч-та, 1961, № 67, с. 177-196.
- Гаряинов В.А. Проблемы стратиграфии и палеогеографии верхней перми Оренбургского Приуралья. – В кн.: Континентальные красноцветные отложения перми и триаса. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1975, с. 28-31.
- Гемп С.Д. К вопросу формирования соленосных отложений Днепровско-Донецкой впадины. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 9, с. 124-140.
- Гинэбург И.И., Рукавишникова И.А. Минералы древней коры выветривания Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1951.
- Градусов Б.П., Зотов А.В., Рускнов В.Л. Экспериментальные исследования влияния активности ионов калия на механизм изменения биотита в кислой среде. - Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 3, с. 703-705.
- Дальян И.Б., Посадская А.С. Геология и нефтегазоносность восточной окраины Прикаспийской впадины. Алма-Ата: Наука, 1972.
- Дриц В.А., Гончаров Ю.И., Хаджи И.П. Условия образования и некоторые физико-химические свойства трехрядного ленточного силиката состава NaMg₄[Si₆O₁₅ (OH)].[OH]₂ – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 7, с. 32-41.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г. Сангарит новый минерал с неупорядоченной смешанослойной структурой. – Докл. АН СССР, 1963. т. 151. № 4. с. 934-937.

- Дриц В.А., Сахаров Б.А. Рентгеноструктурное изучение смещанослойных минералов. - Тр. ГИН АН СССР, 1976. вып. 295.
- Дубинина В.Н. О бораците сложного состава (типа эриканта - чемберсита) из Верхнекамского месторождения. - В кн.: Минералого-петрогрефические исследования галогенных отложений. Л.: Недра. 1969, c. 193-208.
- Дьяконов Ю.С. О прямой расшифровке рентгенограмм смешанослойных минералов при помощи метода преобразования Фурье. - В кн.: Рентгенография минерального сырья. М.: Изд-во АН СССР, 1962, вып. 1, с. 97-107.
- Дьяконов Ю.С. О структурных изменениях биотитов при гидратации. - Докл. АН СССР, 1964, т. 154, № 6, с. 1347-1350.
- Ермаков В.А. Особенности надсолевой гидрохимической толщи перми на территории Волгоградского Поволжья. - Сов. геол., 1971, № 2, с. 145-150.
- Ермаков В.А., Гребенников Н.П. Закономерности строения бишофитовых залежей соленосной толщи Нижнего Поволжья и палеогеографические условия их накопления. - В кн.: Проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука, 1977, т. 2. с. 40-45.
- Ермаков В.А., Исаев А.Я., Гетманова Е.И. Гидрохимическая толща на территории западного обрамления Прикаспийской синеклизы. - Геол. нефти и газа, 1968, No 5, c. 33-38.
- Жарков М.А. Палеозойские соленосные формации мира. М.: Недра, 1974.
- Жарков М.А. Эволюция палеозойского соленакопления. - В кн.: Эволюция осадочного породообразования в истории Земли. Новосибирск: Наука, 1976, c. 5-19.
- Жеру М.И. Докембрий Молдавии. Кишинев: Штиинца, 1972.
- Жеру М.И. Глинистые образования Молдавии. Кишинев: Штиинца, 1978.
- Иванова В.П., Москалева В.Н. Одиагностике минералов группы гидроталькита в серпентинитах методом термического анализа. - В кн.: Термоаналитические исследования в современной минералогин. М.: Наука, 1970, с. 91-105.
- Казанцев О.Д., Ермаков В.А., Гребенников Н.П. К открытию залежей бишофита на территории Нижнего Поволжья. - Сов. геол., 1974, № 7, c. 124–132.
- Калинко М.К. Источники NaCl для накопления мощных соленосных толщ. -Сов. геол., 1973, № 2, с. 93-104.
- Кац М.Я. Новый подход в минералогических исследованиях зернистых или пластинчатых "мономинеральных" образцов. -В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975, c. 199-205.

- Кац М.Я. Анализ гетерогенности минералов. - Тр. ГИН АН СССР, 1977, вып. 306.
- Кац М.Я., Долгопольская Е.Ф. Количественный анализ гетерогенности минералов с размером зерен 5-50 микрон методом ступенчатого изменения плотности. - Литол. и полез. ископ., 1979, № 6, c. 144-150.
- Коссовская А.Г. Факторы, определяющие формирование минерального состава глин в условиях платформы и геосинклинали. - Докл. АН СССР, 1959, т. 129, № 6, с. 1397-1400.
- Коссовская А.Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. -Тр. ГИН АН СССР, 1962, вып. 63.
- Коссовская А.Г. Граувакки печорской угленосной формации. - В кн.: Граувакки. М.: Наука, 1972, с. 105-153.
- Коссовская А.Г. Геокристаллохимия в решении проблем литологии. - В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975, c. 7-18.
- Коссовская А.Г., Дриц В.А. Вопросы кристаллохимической и генетической классификации слюдистых минералов осадочных пород. - Тр. ГИН АН СССР, 1971, вып. 221, с. 71-95.
- Коссовская А.Г., Дриц В.А. Кристаллохимия диоктаэдрических слюд, хлоритов и корренситов как индикаторов геологических обстановок. - В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975, с. 60-69.
- Коссовская А.Г., Дриц В.А., Соколова Т.Н. О специфике формирования глинистых минералов в разных фациально-климатических обстановках. - Тр. ПИН АН СССР, 1971, вып. 221, с. 35-53.
- Коссовская А.Г., Соколова Т.Н. Граувакки красноцветной формации Оренбургского Приуралья. - В кн.: Граувакки. М.: Наука, 1972, с. 232-284.
- Коссовская А.Г., Соколова Т.Н., Дриц В.А., Сахаров Б.А. Парагенезы и история формирования глинистых минералов в бассейнах начальной стадии эвапоритовой седиментации. - В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975, c. 278-296.
- Кринари Г.А. Закономерности изменений минералогического состава глинистой компоненты пород казанского яруса ТАССР: Автореф. дис. ... канд. геол.минер. наук. Казань, 1974.
- Кропоткин П.Н., Валяев Б.М. Каменная соль в глубоких грабенах и во впадинах с корой океанического типа. -Бюл. МОИП. Отд. гоол., 1970, т. 45, вып. 5, с. 27-42.
- Курнаков Н.С., Черных В.В. Физикохимическое исследование гидроталькита

и пироаурита. - Зап. Рос. минер. о-ва, 1926, ч. 55, вып. 1, с. 118-125.

- Лапинскас П.П. Метабентониты нижнего силура Литвы. - Тр. Ин-та геол., Вильнюс, 1965, вып. 1.
- Лобанова В.В. Петрографическая характеристика соляной толщи поднятия Западный Азгир. - Тр. ВНИИГалургии, 1960, вып. 40, с. 116-136.
- Лобанова В.В., Яржемский Я.Я.Кминералогии Индерского поднятия. - В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1958, кн. 5, с. 177-190.
- Малкова К.М. О селадоните Побужья. Минер. сб., 1965, № 10, с. 305-318.
- Максимовић 3. Хидроталкит из Голеша. Зап. Српског. Геол. Друштва, 1962, с. 231-235.
- Мелкова Н.В. О находке талька в каменной соли Сереговского месторождения. – В кн.: Минералого-петрографические исследования галогенных отложений. Л.: Недра, 1969, с. 72-79.
- Мерзляков Г.А. Объемы галогенных пород в пермских соленосных формациях Евразии. - В кн.: Осадочные и осадочно-вулканогенные формации и методика их выделения. Новосибирск: Наука, 1977, с. 166-204.
- Минералы: Справочник. М.: Наука, 1967. Т. Н. Вып. З.
- Москалева В.Н., Иванова В.П. Минералы группы гидроталькита в серпентинитах. - Зап. Всесовоз. минер. о-ва, 1968, ч. 97, вып. 2, с. 172-184.
- Муравьев В.И. Постседиментационное изменение глинистых минералов мезозойских продуктивных пластов Кенкияка и Акжара (Северный Казахстан). - Литол. и полез. ископ., 1974, № 5, с. 133-141.
- Муравьев В.И. Новообразования анальцима в граувакках Актюбинской области. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 11, с. 111-117.
- Набоко С.И., Берхин С.И. Состав и структура современных гидротермальных зеленых минералов месторождений Горячий Пляж (о. Кунашир). - В кн.: Минералогия гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1970, с. 71-78.
- Пастухова М.В. Аутигенные минералы в хемогенно-терригенных породах в тузтагской соленосной толше. – Литол. и полез. ископ., 1965а, № 1, с. 31-52.
- Пастухова М.В. К познанию аутигенных силикатных и алюмосиликатных минералов в соленосных породах. -Литол. и полез. ископ., 19656, № 3, с. 78-90.
- Писарчик Я.К. Новые данные о составе глинистого вещества карбонатно-галогенных отложений нижнего кембрия Иркутского амфитеатра. - Материалы ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1956, вып. 1, с. 92-99.

- Писарчик Я.К. О сепиолитовых породах в кембрии юга Сибирской платформы. – Литол. и полез. ископ., 1975, № 4, с. 128-134.
- Плотников М.А., Молин В.А. Верхнепермские и триасовые отложения Западного Притиманья. Л.: Наука, 1969.
- Ратеев М.А., Градусов Б.П. Типы смешанослойных образований слюда-монтмориллонитового ряда в метабентонитах силура - ордовика Прибалтики. - Литол. и полез. ископ., 1971, № 2, с. 74-93.
- Ратеев М.А., Градусов Б.П., Ильинская М.Н. Глинистые минералы – продукты гидротермальных преобразований кислых рудовмещающих пород Гайского месторождения (Южный Урал). – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 52, вып. 2, с. 87-102.
- Рачитский В.И. Татарский ярус и татарский век Куйбышевско-Оренбургской нефтегазоносной области: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М., 1958.
- Рентгартен Н.В. Аутитенный аналыцим в песчаниках казанского яруса Кировской области. - Зап. Всесою 3. минер. о-ва, 1940, с. 69, вып. 1, с. 50-53.
- Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1961.
- Ровша В.С., Футенгендлер С.И. Пироаурит из кимберлитов Якутии. - Зап. Всесокоа. минер. о-ва, 1963, ч. 92, вып. 3, с. 354-359.
- Розанова Т.В. О керолите, пирротине и троилите в осадках впадины Хесса. – Литол. и полез. ископ., 1976, № 2, с. 22-34.
- Савко А.Д. Талькоподобный минерал в коре выветривания ультраосновных пород юго-восточной части Воронежской антеклизы. - В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1970, вып. 11, с. 40-42.
- Слепакова Г.И. Характеристика глубинных разломов Прикаспийской впадины. – Геол. и геохим. горючих ископ., Киев, 1975, вып. 43, с. 12-16.
- Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974.
- Соколова М.Ф. Синтез серпентиновых и хлоритовых минералов при повышенных температурах и давлениях. – В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975, с. 154-161.
- Соколова Т.Н., Дриц В.А., Соколова А.Л., Степанова К.А. Структурноминералогическая характеристика и условия формирования лейкофиллита из соленосных отложений купола Индер. – Литол. и полез. ископ., 1976, № 6, с. 80-95.
- Соколова Т.Н., Кац М.Я., Долгопольская Е.Ф. Минералогическое изучение пеплового туфа из соленосной толщи ку-

158

пола Индер. - Литол. и полез. ископ., 1978, № 1, с. 116-124.

- Соколова Т.Н., Сахаров Б.А., Дриц В.А., Кременецкая Т.Н. Упорядоченные смещанослойные минералы лейкофиллит-монтморилюнит из гипсовой шляпы купола Индер. – Литол. и полез. ископ., 1978, № 6, с. 87-101.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960-1962. Т. 1-3.
- Тихвинский И.Н. К характеристике перерыва в осадконакоплении на границе казанского и татарского веков в Ульяновском Поволжье. - В кн.: Материалы 1-й конференции молодых научных работников г. Казани. Казань, 1959, № 1, с. 5-12.
- Тихвинский И.Н. Стратиграфия и калиеносные горизонты кунгура Прикаспийской силиклизы. - Сов. геол., 1974, № 5, с. 44-84.
- Томашенко А.Н., Франк-Каменецкий В.А., Котов.Н.В. Эпитенетическая зональность и координационное положение А1 в диоктаэдрических минералах глин. – В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975, с. 161-164.
- Утсал К., Юргенсон Э. Минералогия метабентонитов Эстонии. - Изв. АН ЭССР. Хим., геол., 1971, т. 20, № 4, с. 336-348.
- Феоктистов Г.Д., Иванов С.И., Кашаев А.А. и др. О находке хлор-манассеита в СССР. - Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1978, ч. 107, вып. 3, с. 321-325.
- Форш Н.Н. Стратиграфия и фации казанского яруса Среднего Поволжья. -Вкн.: Геология Поволжья. Л.; М.: Гостоптехиздат, 1951, с. 34-80.
- Форш Н.Н. Волго-Уральская нефтеносная область. Пермские отложения. Уфимская свита и казанский ярус. - Тр. ВНИГРИ. Нов. сер., 1955, вып. 92.
- Хворова И.В. Метасоматические фосфориты среди нижнепермских отложений Урала. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 6, с. 5-17.
- Цветков А.И., Вальяшихина Е.П., Пилоян Г.О. Дифференциальный термический анализ карбонатных минералов. М.: Наука, 1964.
- Шутов В.Д. Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. - Тр. ГИН АН СССР, 1975, вып. 278.
- Юргенсон Э.А. Метабентониты Эстонской ССР. - Тр. Ин-те геол. АН ЭССР, 1958, т. 2, с. 73-85.
- Юргенсон Э.А. Силурийские метабентониты Эстонской ССР. - В кн.: Литология палеозойских отложений Эстонии. Таллин: Ин-т геол. АН ЭССР, 1964, с. 87-100.
- Юргенсон Э.А. Литология лландоверий-

ских отложений Эстонии. Таллин: Ин-т геол. АН ЭССР, 1966.

- Яншин А.Л. О глубине солеродных бассейнов и некоторых вопросах формирования мощных соляных толш. – Геол. и геофиз., 1961, № 1, с. 3-15.
- Яншин А.Л. Как же образуются залежи солей? - Природа, 1978, № 7, с. 35-42.
- Яржемская Е.А. О вещественном составе соляных глин. – Докл. АН СССР, 1949, т. 66, № 5, с. 919-921.
- Яржемская Е.А. Вещественный состав галопелитов. - Тр. ВНИИГалургии, 1954, вып. 29, с. 260-292.
- Allmann R. The crystal structure of pyroaurite. – Acta cryst., 1962, d. 24, s. 972– 977.
- Allmann R. Nachtrag zu den Strukturen des Pyroaurits und Sjögrenits. – Neues Jahrb. Miner. Monatsh., 1969, H. 12, S. 552–558.
- Allmann R. Refinement of the hybrid layer structure [$Ca_2AI(OH)_6$]⁺ [$\frac{1}{2}SO_4 \cdot 3H_2O$]⁻.-

Neues Jahrb. Miner. Monatsh., 1977, H. 3, S. 136-144.

- Allmann R., Jepsen H.P. Die Structur des Hydrotalkits. – Neues Jahrb. Miner. Monatsh., 1969, H. 12, S. 544–551.
- Allmann R., Lohse H. Die Kristallstruktur des Sjögrenits und eines Umwandlungsproduktes des Koenenits. – Neues Jahrb. Miner. Monatsh., 1966, H. 6, S. 161–181.
- Aminoff G., Broome B. Contribution to the Knowledge of the mineral pyroaurite. – Kgl. Sven. Vetenskapsakad. handl., 1930, bd. 9, N 5, s. 23-37.
- Barreyere M., Deres F., Esguevin J. Etude microstratigraphique des formations paléozoiques du Minervois et du massif de l'Arize: Rapport intern. SNPA, 1964.
- Be all A.O., Ojak an gas R.W. Mineralogy of an upper cambrian K-bentonite from Missouri. - J. Sediment. Petrol., 1967, vol.37, N 3, p. 952-976.
- Becher A. Eine Tonmineral folge vom Beckenrend zum Beckeninneren im Buntsand stein Nordost Bayerns. – Beitr. Miner. und Petrogr., 1965, Bd. 11, S. 586-613.
- Blatter C.L., Roberson H.E., Thompson G.R. Regularly interstratified chloritedioctahedral smectite in dike-intruded shales, Montana. - Clays and Clay Miner., 1973, vol. 21, N 4, p. 207-212.
- Bodine M.W. Alteration of basic volcanic rocks by marine hypersaline brines, Hal-Istatt, Upper Austria. – Geol. Soc. Amer. Abstr., 1971, N 3, p. 509.
- Bodine M.W., Fernalld T.H., Standaert R.R. The talk-quartz association in marine evaporite rocks (abs.). – Trans. Amer. Geophys. Union, 1973, vol. 54, p.487.
- Bodine M.W., Standaert R.R. Chlorite and illite compositions from upper Silurian rock salt, Retsof, New York. - Clays and Clay Miner., 1977, vol. 25, N 1, p. 57-71.
- Bradley W.F., Weaver C.E. A regularly interstratified chlorite-vermiculite clay mi-

neral. – Amer. Miner., 1956, vol. 41, p. 497– 504.

- Braitsch O. Über den Mineralbestand der wasserunlöslichen Rückstände von Salzen der Stassfurtserie im Südlichen Leinetal. – Freiberg. Forschungsh., 1958, Bd. A 123, S. 160-165.
- Braits ch O. Mineralparagenesis und Petrologie des Stassfurtsalzes in Reyershausen.-Kali und Steinsalz, 1960, H. 1, S. 1–14.
- Braitsch O. Entstehung und Stoffbestand der Salzlagerstätten. – In: Mineralogie und Petrographie in Einzeldarstellungen. – B. etc.: Springer-Verl., 1962, Bd. III. 232 S.
- Braitsch O. Salt deposits: Their origin and compositions. B.: Springer-Verl., 1971.
- Brindley G.W., Hang P.T. The nature of Gamierites-1. Structures, chemical compositions and color characteristics. - Clays and Clay miner., 1973, vol. 21, p. 27-40.
- Byström A.M. "Mixed Layer" minerals from the Ordovician bentonite beds at Kinnekulle, Sweden. - Nature, 1954, vol. 173, N 4408, p. 783-784.
- By ström A.M. The clay minerals of the Ordovician bentonite beds in Billingen, Southwest Sweden. - Geol. fören. i Stockholm förhandl., 1957, bd. 79, h. 1, N 488, s. 52-56.
- Byström A.M. Mineralogy of the Ordovician bentonite beds at Kinnekulle, Sweden. – Sver. geol. undersökn., Ser. C, 1965, N 540, S. 6-62.
- Černý P. Hydrotalkit z Vezně na zapadni Morave, – Časop, Moravs, Mus, Bmě, Vědy přírod., 1963, N 48, s. 23–30.
- Dana J.D. The system of mineralogy... 1837-1868. Descriptive mineralogy. 6th ed./By E.S. Dana entirely rewritten and much enlarged. N.Y.; L., 1911.
- Dreizler I. Mineralogische Untersuchungen an zwei Gipsvorkommen aus der Werraserie (Zechstein). – Beitr. Miner. und Petrogr., 1962, Bd. 8, S. 323-338.
- Droste J.B., Vitaliano Ch.J. Tioga bentonite (middle devonian). - Clays and Clay Miner., 1973, vol. 2, p. 9-13.
- Earley J.W., Brindley G.W., McVeagh W.j., Van den Heuval R.C. A regularly interstratified montmorillonite-chlorite. – Amer. Miner., 1954, vol. 41, p. 258–267.
- Earley J.W., Milne I.R. Regularly interstratified montmorillonite-chlorite in basalt. -In: Clays clay miner. Proc.: 4th Nat. Conf., 1956, p. 381-384.
- Echle W. Mineralogische Untersuchungen an Sediment des Steinmergel-keupers und der Roten Wand aus der Umgebung von Göttingen. – Beitr. Miner. und Petrogr., 1961, Bd. 8, S. 28-59.
- Bd. 8, S. 28-59. Eggleston R.A., Bailey S.W. Structural aspects of dioctahedral chlorites. - Amer. Miner., 1967, vol. 52, N 5/6, p. 673-689.
- Es que vin J. Etude petrologique biostratigraphique et géochemique de quelques sondages du Canning Basin (Australie Occidentale). Rapport Intern. CER-SNPA, 1968.

- Forney G.G. Permo-Triassic sea-level change. – J. Geol., 1975, vol. 83, N 6, p. 773– 779.
- Frondel C. Constitution and polymorphism of the pyroaurite and sjögrenite groups. – Amer. Miner., 1941, vol. 26, N 5, p. 295– 315.
- Füchtbauer H., Goldschmidt H. Ein Zechsteinanghydrit – Profil mit Einlagerungen von Montmorillonit und einer abweichenden Serpentinvarietät. – Heidelberg. Beitr. Miner. und Petrogr., 1956, Bd. 5, S. 187-203.
- Füchtbauer H., Goldschmidt H. Die Tonminerale der Zechsteinformation. – Beitr. Miner. und Petrogr., 1959, Bd. 6, S. 320-345.
- Gabis V. Étude mineraloque et géochimique de la série sedimentaire oligocène du Velay. – Bull. Soc. franc. miner. et cristallogr., 1963, .. 86, p. 315–354.
- Grim R.E., Droste J.B., Bradley W.F. A mixed-layer clay mineral associated with an evaporite. - In: Clays and clay miner.: Proc. 8th Nat. Conf., 1960, p. 228-236.
- Güven N. The crystal structures of 2M₁ phengite and 2M₁ muscovite. – Ztschr. Kristallogr., 1971, Bd. 134, H. 3/4, S. 196–212.
- Hang P.T., Brindley G.W. The nature of Gamierites – III. Thermal transformations.– Clays and Clay Miner., 1973, vol. 21, p. 51– 57.
- Hoffmann R.O. Die Mineralzusammensetzung der in Wasser schwer löslichen Rückstände von Filterschlämmen und Rohsalzen einiger mitteldeutscher Kaliwerke. – Bergakademie, 1961, Bd. 13, S. 237–248.
- Holser W.T., Kaplan J.R. Isotope geochemistry of sedimentary sulfate. - Chem. Geol., 1966, vol. 1, N 2, p. 93-135.
- Honey borne D.B. The clay minerals in the Keuper marl. - Clay Miner. Bull., 1951, vol. 1, N 5, p. 150-155.
- H sú K.J. Origin of saline giants: A critical review after the discovery of the Mediterranean Evaporite. - Earth Sci. Rev., 1972, vol. 8, p. 371-396.
- I iy a m e J. T., Roy R. Controlled synthesis of heteropolytypic (mixed-layer) clay minerals. - In: Clays and clay minerals. Oxford etc.: Pergamon Press, 1963, p. 4-22.
- Imai N., Otsuka R., Nakamura T. et al. "Hydrated talk" – an alteration product of wollastonite by reaction with magnesiumbearing hydrotermal solution. – Clay Sci., 1973, N 4, p. 175–191.
- Jung J. Les illites du bassin oligocène de Salins (Cantal), – Bull. Soc. franc. miner, et cristallogr., 1954, t. 77, N 7/9, p. 1231– 1249.
- Kardy mowicz J. O seladoniticie z Barczy w Gorach Swietokrzyskich. - Kwart. geol., 1960, wol. 4, N 3, s. 609-618.
- K ell er W.D. Glauconitic mica in the Morrison Formation in Colorado. In: Proc. Fifth Nat. Conf. Clays and clay miner. Wash., 1958, Publ. 566, p. 120-128.

160

- Kobo B., Miyata S. Physico-chemical characteristics and antacid activities of synthetic hydrotalcito. - Yakuzaigaku, 1969, vol. 29, p. 215-227.
- Koritnig S. Meixnerit, ein neues Mg-Al-Hydroxid-Mineral. - Ztschr. Freunde Miner. und Geol., 1976, N 2, S. 53-56.
- Kossowskaya A.G. Specific features of the alteration of clay minerals under different facies - climatic conditions. - In: Proc. Intern. Clay Conf. Tokyo, 1969, vol.1, p. 339-348.
- Kübler B. Untersuchungen über die Tonfraktion der Trias der Sahara. - Fortschr. Geol. Rheinland und Westfalen, 1963, Bd. 10, S. 319-324.
- Kübler B. La corrensite, indicateur possible de milieux de sédimentation et du degré de transformation d'un sédiment. Bull. Centre Rech. Pau-SNPA, 1973, t. 7, N 2, p. 543-556.
 Kühn R. Zur Kenntnis des Koenenits. Neu-
- Kühn R. Zur Kenntnis des Koenenits. Neues Jahrb. Miner. Monatsh., 1951, H. 1, S.1– 16.
- Kühn R. Die chemische Zusammensetzung des Koenenits nebst Bemerkungen über sein Vorkommen und über Faserkoenenit.-Neues Jahrb. Miner. Abh., 1961, Bd. 97, H. 1, S. 112-141.
- Lippman F. Über einen Kueperton von Zaiserweiher bei Maulbronn. – Heidelberg Beits Miner. und Petrogr., 1954, Bd. 4, S. 130–134.
- Lippman F. Clay minerals from the Röt member of the Triassic near Göttingen, Germany. - J. Sediment. Petrol., 1956, vol. 26, p. 125-139.
- Lippman F. Die Tonminerale des Göttingen Röh – Fortschn Minen, 1957, Bd. 35, S. 28–30.
- L ippman F. Corrensite, a swelling clay mineral, and its influence on floor heave in tunnels in the Keuper formation. - Bull. Intern. Assoc. Eng. Geol., 1976, N 13, p. 65-70.
- Lippman F., Savascin M.Y. Mineralogische Untersuchungen an den Lösungsnückständen eines württembergischen Keupergipsvorkommens. – Tshermak's Miner. und Petrogr. Mitt., 1969, Bd. 13, S. 165– 190.
- Lohse H.-H., Burzlaff H. Über Salze und Salzgesteine. - Neues Jahrb. Miner. Monatsh., 1960, H. 4, S. 80-85.
- Louns bury R.W. Clay mineralogy of Saline Formation, Detroit, Michigan. – In: Symp. on Salt, Northern Ohio Geol. Soc., Cleveland (Ohio), 1963, p. 56-63.
- Lucas J. La transformation des minéraux argiles dans la sédimentation: Études sur les argiles du Trias. - Mém. Serv. carte géol., d'Alsace et Lorraine, 1962, N 23.
- Lucas J., Bronner A.M. Evolution des argiles sédimentaires dans le bassin triasique du Jura francais. – Bull. Serv. carte géol., d'Alsace et Lorraine, 1961, t. 14, fasc. 4, p. 137–149.

- Lucas J., Gürol A. Mineralogical and Geochemical study of clay mineral transformations in the sedimentary Triassic Jura basin (France). - Clays and Clay Miner., 1968, vol. 16, N 5, p. 365-372.
- Maegdefrau E., Hofmann J. Climmetartige Mineralien als Tonsubstanzen. – Ztschr. Kristallogr., 1938, Bd. 98, H. 1, S. 31–59.
- Maksimović Z. β -kerolite-pimelite series from Goles Mountain, Yugoslavia. - In: Proc. Intern. Clay Conf. Jerusalem, 1966, vol. 1, p. 97-105.
- Miyata S., Okada A. Synthesis of hydrotal cite-like compounds and their physicochemical properties – the systems Mg^{2+} – Al^{3+} – SO_4^2 – and Mg^{2+} – Al^{3+} – CrO_4^{2-} , – Clays and Clay minet. 1977, vol. 23, N 1, p. 14–18.
- N eimann H. Untersuchungen am Grauen Salzton der Grube "Königshall-Hindenburg", Reyershausen bei Göttingen. – Beitr. Miner. und Petrogr., 1960, Bd. 7, S. 137– 165.
- O ester F.P., Lippolt H.L. Isotopische datierung der Langbeinitbildung in der Kalisalziagerstätte des Fuldabeckens. – Kali und Steinsalz, 1975, Bd. 6, H. 11, S. 391– 398.
- Parry W.T., Reeves C.C. Lecustrine glauconitic mica from pluvial Lake Mound, Lynn and Terry counties, Texas. - Amer. Miner., 1966, vol. 51, N 1/2, p. 229-235.
- Parry W.T., Reeves C.C. Clay mineralogy of pluvial lake sediments, southem High Plains, Texas. - J., Sediment. Petrol., 1968, vol. 38, N 2, p. 516-529.
- Patnaik P., Füchtbauer H. Temperature influencing the autigenic growth of silicates. - In: IX-th Intern. Congr. of Sedimentology. Nica, 1975, Theme 7, p. 163-168.
- Pautot G., Auzende J., Le Pichon X. Continuous deep sea salt layer along North Atlantic margins releted to early phase of rifting. – Nature, 1970, vol. 227, p. 351– 354.
- P eterson M.N.A. Expandable chloritic clay minerals from Upper Mississippian carbonate rocks of the Cumberland Plateau in Tennessee. – Amer. Miner., 1961, vol. 46, p. 1245-1269.
- Peterson M.N.A. The mineralogy and petrology of Upper Mississippian carbonate rocks of the Cumberland Plateau in Tennesseo. - J. Geol., 1962, vol. 70, N 1, p. 1-31.
- Porrenga D.H. Non-morine glauconitic illite in the lower oligocene of Aardebrug, Belgium. - Clay Miner, 1968, vol. 7, p. 421-430.
- Pundeer G.S. Mineralogy, genesis and diagenesis of a brecciated shaly clay from the Zechstein avaporite series of Germany.-Contribs Miner. and Petrol., 1969, vol. 23, p. 65-85.
- Read H.H., Dixon B.E. On stichtite from Cunnigsburgh, Shetland Islands. - Mineral. Mag., 1933, vol. 23, N 140, p. 309-316.

- Sato M. Structure of interstratified (mixedlayer) minerals. - Nature, 1965, vol. 208, N 5005, p. 70-71.
- Sato M. Interstratified structure with Reichweite g-2 and its X-ray diffraction patterns. -Proc. Intern. Clay Conf. Tokyo, 1969, vol.1, p. 207-214.
- Scaini G., Passaglia E., Capedri S. Hydrotalcite di Tonezza (Vicenza). – Period. mineral. an., 1967, N 1, p. 95–102.
- Schaller W.T. An interpretation of the composition of high-silica sericites. - Mineral. Mag., 1950, vol. 29, N 211, p. 406-415.
- Schlenker B. Petrographische Untersuchungen am Gipskeuper und Lettenkeuper von Stuttgart. – Oberthein. Geol. Abh., 1971, Bd. 20, H. 1/2, S. 69–102.
- Schmitz H.H. Über die mineralogische Zusammensetzung des unteren Gipskeupers nach einem Bohrprofill. – Geol. Jahrb., 1969, Bd. 77, S. 59–94.
- Segonzac G. Lea minéraux argileux dans la diagenese passage au metamorphism. – Mém. Serv. carte géol., d'Alsace et Lorraine, 1969, N 29.
- Seifert F. X-ray powder date for Mg-Alceladonite (leucophillite) from Barcza, Poland. - Contribs Miner. and Petrol., 1968, vol. 19, N 1, p. 93-96.
- Shirozu H., Sakasegawa T., Katsumoto N., Ozaki M. Mg-chlorite and interstratified Mg-chlorite - saponite associated with Kuroko deposits. - Clay Sci., 1975, vol. 4, p. 305-321.
- Shimo da S. New date for tosudite. Clays and Clay Miner., 1969, vol. 17, p. 179-184.
- Sloss L.L. Evaporite depositions from layered solutions. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1969, vol. 53, N 4, p. 776-789.
- Starkl G. Über neue Mineralverkommisse in Oesterreich. – Jahrb. Königl. K. geol. Reichsainst., Wien, 1883, Bd. 33, H. 4, S. 635–658.
- Stewart F.H. The permian lower evaporites of Fordon in Yorkshire. - Proc. Yorkshire Geol. Soc., 1963, vol. 34, N 1, p. 1-44.

- Stewart F.H. The mineralogy of the British Permian evaporites. - Miner. Mag., 1965, vol. 34, p. 460-470.
- Su do T., Kodama H. An aluminian mixedlayer mineral of montmorillonite-chlorite. – Ztschr. Kristallogr., 1957, Bd. 109, S. 379– 387.
- Sudo T., Sato M. Dioctahedral chlorite. In: Proc. Intern. Clay Conf. Jerusalem, 1966, vol. 1, p. 33-39.
- Suzuki Sh., Nishido H., Otsuka R. Hydrated talk from Chichijima, the Ogasawara Islands, Japan. – J. Jap. Assoc. Min. Petrol. Econ. Geol., 1976, vol. 71, p. 238– 247.
- The X-ray identification and crystal structure of clay minerals. - Miner. Soc. London, 1961.
- Velde B. Celadonite mica: Solid solution and stability. - Contribs Miner. and Petrol., 1972, vol. 37, N 3, p. 235-247.
- Vival di J.L.M., McEwan D.M.C. Triassic chlorites from the Jura and the Catalan coastel range. - Clay Mincr. Bull., 1957, vol. 3, p. 177-183.
- Vival di J.L.M., Mc Ewan D.M.C. Corrensite and swelling chlorite. - Clay Mines. Bull., 1960, vol. 4, p. 173-181.
- Wardlaw N.C. Unusual marine evaporites with Salts of calcium and magnesium chloride in cretaceous basin of Sergipe, Brazil.-Econ. Geol., 1972, vol. 67, N 2, p. 158-168.
- Wardlaw N.C., Schwerdtner W. Koenenit from Saskatchewan, Canada. – Neues Jahrb. Geol. und Paläontol., Monatsh., 1963, H. 2, S. 76–77.
- Weaver C.E. Mineralogy and petrology of some Ordovician K-bentonites and related limestones. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1953, vol. 64, p. 921-943.
- Wise W.S., Eugster H.P. Celadonite: Synthesis, thermal stability and occurrence. Amer. Miner., 1964, vol. 49, p. 1031–1083.
- Amer. Miner., 1964, vol. 49, p. 1031-1083. Wyart J., Sabatier G. Synthèse hydrothermale de la corrensite. - Bull. Groupe franc. argiles, 1966, T. XVIII (13), p. 33-40.

оглавление

ВВЕДЕНИЕ	3	
Глава первая СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ СОСТАВА ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОГ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ	B 7	
Глава вторая АССОЦИАЦИИ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ ДОЛОМИТО-СУЛЬФАТНОЙ СТАДИЙ ОСОЛОНЕНИЯ (ВЕРХНЕПЕРМСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОРЕНБУРГСКОГО ПРИУРАЛЬЯ)	12	
Условия залегания, строение и расчленение верхнепермской формации	13	
Литолого-фациальная и минералого-петрографическая характеристика пород верх-		
непермской формации	16 16 20	
Породооразующие компоненты песчаных пород	22	
Акцессорные и фемические минералы	25	
Типы структур и минералы цемента песчаников	26	
Состав и ариставилиническая нарактеристика Пинистри Минерилов	30	
	24	
	34	
Линистые минералы дерона Южной Прибалтики	56	
Кристаллохимическая специфика глинистых минералов поломито-сульфатной сталии	50	
осолонения и условия их образования	58	
	00	
Глава третья АССОЦИАЦИИ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ ГАЛИТОВОЙ СТАДИИ ОСОЛОНЕНИЯ (ВЕРХНЕКАЗАНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОРЕНБУРГСКОГО ПРИУРАЛЬЯ) Разрез верхнеказанских отложений и минералого-петрографическая характеристика	62	
некоторых типов пород	62	
Состав и кристаллохимическая характеристика глинистых минералов	67	
Глава четвертая АССОЦИАЦИИ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ СТАДИИ САДКИ КАЛИЙНО-МАГНИЕ- ВЫХ СОЛЕЙ (КУНГУРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ, КУПОЛ ИНДЕР) Геологическая и литолого-минералогическая характеристика кунгурских отложений купола Индер Литолого-петрографическая характеристика глинистых прослоев Аутигенные минералы глинистых линз Состав и кристаллохимическая характеристика глинистых минералов Глинистые минералы соляных пород Глинистые минералы пепловых туфов Условия образования глинистых минералов	68 73 75 84 93 93 117 132	
АУТИГЕННОЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ В ПОРОДАХ ЭВТОНИЧЕСКОЙ СТАДИИ РАЗВИТИЯ БАССЕЙНА	138	
заключение	149	
объяснения к фототаблицам	152	
ЛИТЕРАТУРА	156	
CONTENTS		

Chapter two	
CLAY MINERAL ASSOCIATIONS OF THE DOLOMITE-SULPHATE STAGE OF SALINI-	
ZATION (UPPER PERMIAN DEPOSITS OF THE ORENBURG PRIURALIE)	12
Mode of occurrence, scheme of structure and subdivision of the Upper Permian formation	13
Lithologo-facies and mineralogo-petrographic characteristic of rocks of the Upper Per-	
mian formation	16
Genetic types of tocks	16
Structural peculiarities of sandstones of different genetic types and an and an and an	20
Rock-forming components of sandy mcks	20
Accessory and femic minerals	25
Structural busics and mismic of conditions compart	2)
Stucturar types and minimum soft sands one enjoy the state s	20
Composition and clystalion emitter instations of they minetalise events of the size	70
Clay miletals of manne deposits according to the second seco	20
Cay minerals of iresn-water deposits	54
Lay minerals of deposits of salinazed lagoons	- 5/
Devonian clay minerals of the South Baltic region	56
Crystallochemical specificity of clay minerals of the dolomite-sulphate stage of salini-	_
zation and conditions of their formation	58
Chapter three	
CLAY NINERAL ASSOCIATIONS OF THE HALITE STAGE OF SALINIZATION (VER	
KHNEKAZANSKIE DEPOSITS OF THE ORENBURG PRIURALIE)	62
Sequence of Verkhnekazanskie deposits and mineralogo-petrographic characteristics of	
some nock types	62
Composition and crystallochemical characteristic of clay minerals	67
Chapter four	
CLAY MINERAL ASSOCIATIONS OF THE STAGE OF K-MG SALTS DEPOSITION	
(KUNGURSKIE DEPOSITS OF THE CASPIAN DEPRESSION, INDER DOME)	68
Geological and lithologo-mineralogical characteristic of Kungurskie deposits of the	
Inder dome	69
Lithologo-petrographic characteristic of clayey interbeds	73
Authigenic minerals of clay lenses	75
Mineralogo-petrographic characteristic of ashy tuffs	84
Composition and crystallochemical characteristic of clay minerals	02
Clay minerals of saliferous rocks	02
Clay minerals of ashy tuffs	117
Conditions of clay mineral formation	132
•	-2-
Chapter five	
AUTHICENIC MINERAL FORMATION IN ROCKS OF THE EUTONIC STAGE OF DE-	
VELODMENT OF THE BASIN	1.20
	1,30
CONCLUSION	1 40
	149
EXPANATIONS TO PHOTOTABLES	152
	172
BIBLIOGRAPHY	156
	1 70.

Татьяна Николаевна Соколова АУТИГЕННОЕ СИЛИКАТНОЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ РАЗНЫХ СТАДИЙ осолонения

(на примере пермских бассейнов юго-востока Русской платформы)

Утверждено к печати ордена Трудового Красного Знамени Геологическим институтом АН СССР

Редактор издательства Н.М. Митяшова. Художник И.Ю. Нестерова Художественный редактор Н.Н. Власик. Технический редактор Н.М. Бурова Корректор Н.Л. Голубиова

ИБ№ 21340

 \sim

Подписано к печати 24.12.81. Т-24087. Формат 70×108 1/16. Бумага офсетная № 1 Печать офсетная. Усл.печ.л. 14,4 + 3,0 вкл. Уч.-изд.л. 18,7. Тираж 600 экз. Тип.зак. 896 Цена 2р. 80к.

Издательство "Наука, 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90 Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука", 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12