О.С.ЛОМОВА

ПАЛЫГОРСКИТЫ И СЕПИОЛИТЫ КАК ИНДИКАТОРЫ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

О.С.ЛОМОВА

ПАЛЫГОРСКИТЫ И СЕПИОЛИТЫ КАК ИНДИКАТОРЫ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

Труды, вып. 336



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» МОСКВА 1979

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

O.S. Lomova PALYGORSKITES AND SEPIOLITES AS INDICATORS OF GEOLOGICAL ENVIRONMENTS

Transactions, vol. 336

ź

Палыгорскиты и сепиолиты как индикаторы геологических обстановок. Ломова О.С. Труды ГИН, вып. 336. М., "Наука", 1979.

Работа посвящена сравнительному изучению особенностей формирования палыгорскитовой и сепиолитовой минерализации в различных геологических обстановках океанов и континентов. Обсуждены общие вопросы минералогии и генезиса магнезиальных гидросиликатов. Выявлено участие "камуфлированного" эндогенного вещества в твердой (стекло) и жидкой (раствор) фазах при формировании палыгорскитовой минерализации в океанических осадках, а также в осадочных породах Украинского кристаллического щита, Русской платформы, Ферганской впадины. Предложена первая схема генетической типизации и охарактеризовано шесть генетических типов палыгорскит-сепиолитовой минерализации. Схема может найти широкое применение при реконструкциях условий формирования осадочных толщ континентов и океанов, а в практических целях она будет полезна при поисково- разведочных работах на ценное солеустойчивое и адсорбционное сырье.

Табл. 22, Фототабл. 28. Ил, 53. Библ. 278 назв.

Редакционная коллегия:

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

Ответственный редактор

А.Г. Коссовская

Editorial board:

academician A.V. Peive (Editor-in-Chief), V.G. Gerbova, V.A. Krasheninnikov, P.P. Timofeev

> Responsible editor A.G. Kossowskaya

Л <u>20805 - 201</u> 055 (02) - 79 305 - 79, кн.2. 1 904 020 000

С Издательство "Наука", 1979 г.

введение

Изучение отложений Мирового океана можно считать одной из актуальных проблем современной геологии. Широко развернувшиеся в последние годы комплексные исследования океанического дна, в частности глубоководное бурение, представили огромный материал для познания истории океана в мезозое и кайнозое и возможность сопоставления особенностей осадкообразования в океанах и на континентах. Такое сопоставление особенно важно для изучения многообразных процессов, определяющих концентрацию минеральных компонентов и приводящих к формированию месторождений осадочных полезных ископаемых.

Магнезиальные и алюмомагнезиальные гидросиликаты группы палыгорскитасепиолита наименее изучены в генетическом аспекте по сравнению с остальными глинистыми минералами. Это обусловлено как спецификой кристаллохимической структуры палыгорскита и сепиолита, расшифрованной сравнительно недавно, так и приуроченностью этих минералов к широкому спектру геологических образований, в которых они тем не менее чрезвычайно редко формируют мощные мономинеральные тела, а чаще составляют какую-то часть пелитовой фракции карбонатных и песчано-глинистых пород или встречаются в виде локальных маломощных образований.

Все возрастающий практический интерес к палыгорскиту и сепиолиту связан с устойчивостью их суспензий к коагулирующему влиянию солей, что позволяет использовать их при проходке буровых скважин в соленосных толщах. Это во многом определило интенсивность исследований генезиса и закономерностей распределения магнезиальных гидросиликатов в определенных литологофациальных и петрографических типах пород. До недавнего времени палыгорскиты и сепиолиты в осадочных породах были признаны минералами-индикаторами континентальных фаций и формаций, включая мелководные морские и озерные отложения.

В последние годы исследования осадков океана привели к обнаружению разных типов аутигенной палыгорскит-сепиолитовой минерализации как в современных, так и в мезозойских пелагических осадках. Кроме рассеянной и узколокализованной минерализации в разных участках океана, глубоководным бурением с б/с "Гломар Челленджер" (рейсы 2, 14, 41) установлена мощная толща (свыше 100 м) зоценовых палыгорскитовых глин в Восточной Атлантике. Эти данные противоречат существовавшим представлениям о генетической связи палыгорскитов и сепиолитов преимущественно с звапоритовым аридным типом литогенеза. Возникла необходимость исследования особенностей формирования магнезиальных гидросиликатов на основе сравнительного анализа океанического и континентального осадко- и минералообразования.

Выявление специфических свойств минералов и особенностей их парагенезов в различных геолого-тектонических обстановках в настоящее время представляет собой один из наиболее перспективных путей установления процессов, приводящих к концентрации в земной коре полезных ископаемых, и истории формирования главных структурных единиц земной коры – континентов и океанов, т.е. истории возникновения континентальной и океанической коры. Это современное направление в минералогии, получившее название "геоминералогия", возникло и успешно развивается в Геологическом институте АН СССР под руководством А.Г. Коссовской и В.А. Дрица.

Основной целью настоящей работы являлось определение условий образования магнезиальных гидросиликатов группы палыгорскита и сепиолита при различных геологических процессах (седиментогенез, диагенез, гидротермальные условия и др.) в океане и в пределах континентальных блоков, т.е. определение генетической типизации этих минералов на основе выявления специфики самих палыгорскитов и сепиолитов различных геологических обстановок, а также парагенетических ассоциаций.

Конкретными объектами данного исследования послужили уникальные по своей мощности и геологическому значению проявления палыгорскитовой минерализаци:

1) мощная толща эоценовых почти мономинеральных палыгорскитовых глин, локализованная в Восточной Атлантике (бассейн островов Зеленого Мыса) и приуроченная к глубинам дна океана свыше 4000 м (образцы для исследования кернов из скв. 12 рейса 2 б/с "Гломар Челленджер" предоставлены Национальным научным фондом США);

2) миоценовые палыгорскитовые и бентонитовые глины Черкасского месторождения, расположенного в центральной части Украинского кристаллического щита. В целях сравнительного анализа различных генетических типов и установления общих закономерностей палыгорскит-сепиолитового минералообразования в разнообразных геологических условиях были изучены:

1) отложения древних бассейнов с аридным типом литогенеза, в том числе полыгорскиты карбонатно-глинистых пород верхнего девона и среднеговерхнего карбона Русской платформы (Московская синеклиза, Припятский прогиб), палыгорскитовые глины третичных бассейнов Южной Ферганы, сепиолиты третичных бассейнов Испании (месторождение Вальакас);

2) жильные и локализованные палыгорскиты и сепиолиты, связанные с пострудными и гидротермальными процессами (Уфалейское, Джездинское, Алмалыское и Октябрьское рудные поля). В работе использованы данные, полученные при исследовании образцов различных генетических типов палыгорскит-сепиолитовой минерализации из коллекций Минералогического музея АН СССР и геологоразведочных партий. Образцы из месторождения сепиолитовых глин Вальекас предоставлены автору В.Д. Шутовым, из Октябрьского рудного поля (г. Норильск) В.Д. Дистлером.

Обработка и обобщение результатов по керну скв. 12 рейса 2 б/с "Гломар Челленджер" осуществлялись автором параллельно с исследованием кернов скв. 8, 9 и 10 того же рейса, проводимым в лаборатории генетической минералогии Геологического института АН СССР под руководством проф. А.Г. Коссовской. Остальные перечисленные объекты изучались автором в карьерах, кернах скважин и естественных обнажениях. Совокупность этих материалов и литературных данных позволила охарактеризовать разные типы минерализации и разработать схему генетической типизации магнезиальных гидросиликатов группы палыгорскита-сепиолита на основе минеральных парагенезов, морфологических и химических особенностей палыгорскитов и сепиолитов.

Задачами проведенной работы были изучение палыгорскитовых глин Восточной Атлантики, а также выяснение геологического значения и роли Mgгидросиликатов в процессах океанического минералообразования; изучение палыгорскитовых глин Черкасского месторождения палыгорскитовых и бентонитовых глин и процессов, обусловивших их накопление; исследование особенностей локализации и формирования палыгорскит-сепиолитовой минерализации в бассейнах с карбонатонакоплением; сравнительный анализ океанических и континентальных палыгорскитов; разработка генетической типизации магнезиальных гидросиликатов группы палыгорскита и сепиолита на основе собственных и литературных данных с установлением минеральных парагенезов, морфологических и химических особенностей палыгорскитов и сепиолитов, формирующихся в различных типах литогенеза при участии гидротермальных и вулканогенных процессов.

Нельзя утверждать, что поставленные задачи выполнены с предельной полнотой, что связано с многими конкретными трудностями, возникшими при подготовке работы. Одна из них – отсутствие современных методов разделения минералов на уровне тонких грунолометрических фракций (<0,001 мм), т.е. получения мономинеральных фракций глинистых минералов, комплексное минералогическое исследование которых необходимо для выявления кристаллохимических особенностей минералов различных генетических типов. Поэтому предлагаемую работу необходимо рассматривать как первый, подготовительный этап на пути изучения геокристаллохимических особенностей Mg-гидросиликатов.

Основным методом для решения поставленных задач был метод стадиального анализа парагенетических ассоциаций, основанный на совместном изучении минералов и продуктов их изменения по всему гранулометрическому спектру парагенезов пород, слагающих различные литологические комплексы или формации [Коссовская, 1962; Коссовская и др., 1971; Эпигенез..., 1971; Граувакки, 1972]. Этот метод использовался в сочетании с методом сравнительного анализа, используемого для установления общих закономерностей и специфических особенностей того или иного типа минерализации, выявления причинной связи между источниками материала, особенностями тектонического развития района и процессами преобразования минерального вещества в пределах одного типа.

Нестойкость магнезиальных гидросиликатов к различным видам обработки была причиной предварительного опытного установления схемы обработки и анализа материала применительно к каждому конкретному типу породы с учетом ее особенностей (дисперсности, тиксотропности, коагуляции, присутствия карбонатов и солей). Было изучено более 1000 прозрачных шлифов и иммерсионных препаратов крупных фракций с определениями показателей преломления минералов; особенное внимание было уделено изучению иммерсионных препаратов отдельных фракций начиная с 0,005 мм. Это позволило установить взаимосвязи глинистых минералов с кластогенными породообразующими и акцессорными минералами, обнаружить некоторые редкие акцессорные, оказавшиеся важными при расшифровке генезиса пород, и выявить "камуфлированные" источники вещества, дополняющие или наложенные на нормальный седиментационный процесс.

Изучено более ЗОО дифрактограмм ориентированных и неориентированных порошков и монокристаллов; выполнено значительное количество электронных микрофотографий; 25 эталонных образцов подвертлись термовесовому анализу.

Приведенные в работе силикатные анализы пород и фракций выполнялись в основном в химической лаборатории ГИН АН СССР аналитиками В.Б. Рычковой и К.А. Степановой под общим руководством Э.С. Залманзон; частично – в объединенной лаборатории Полярно-Уральского производственного объединения под руководством А.Н. Морозовой (г. Воркута). Все анализы проводились по известным методикам общего анализа. Определение полуторных окислов выполнено колориметрически, щелочей – методом хроматографического разделения. Содержание фтора в некоторых образцах установлено Р.М. Яшиной (ИГЕМ АН СССР). Определение форм кремнезема проведено С.Н. Гордеевой по методике многократных содовых вытяжек, разработанной в лаборатории ГИН АН СССР. Содержание СО₂ и С_{орг} определено В.Г. Котовым. Микроэлементы в глинах и илах определялись Е.Н. Клевенской полуколичественным спектральным методом в спектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР.

Электронно-микроскопическое исследование образцов проведено совместно с Н.Т. Серебрянниковой и А.Л. Дмитриком. Рентгеновские анализы и основная

расшифровка их сделаны А.А. Соколовой, Т.А. Елисеевой и Г.А. Соколовой. Термические определения выполнены Т.В. Далматовым.

Фракционирование и подготовка проб к анализам осуществлены при участии Н.П. Рыбак, М.Е. Горшковой и Л.П. Нестеровой. В техническом оформлении работы принимал участие Ю.С. Василевский.

Автор благодарен коллективу лабораторий генетической минералогии и физических методов исследования ГИН АН СССР за постоянную помощь в работе, а также всем товарищам, способствовавшим завершению данной работы. Особую признательность автор выражает проф. А.Г.Коссовской.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ ГИДРОСИЛИКАТОВ ГРУППЫ ПАЛЫГОРСКИТА И СЕПИОЛИТА

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ

В истории исследования палыгорскита и сепиолита как минеральных индивидуумов намечаются два этапа. Первый - эмпирический - включает изучение физико-химических свойств, морфологии, оптических данных, химического состава, поведения при нагревании, воздействия различных растворителей. Второй структурно-химический - характеризуется применением тонких методов рентгено-структурного и электронно-микроскопического анализов. Это связано с различными морфологическими проявлениями их в природных условиях. До 1935 г. были известны только широко распространенные и визуально хорошо идентифицируемые мономинеральные, получившие названия "горная кожа", горная бумага", горное дерево" из-за длинноволокнистого строения этих агрегатов и характерной, преимущественно белой окраски, меняющейся до серой или буроватой в зависимости от содержания различных абсорбированных примесей. В тексте предлагаемой работы и в сводной схеме генетической типизации для мономинеральных длинноволокнистых образований принят термин "агрегатный". В 1935 г. Лаппаран [Lapparent, 1935] для минерала, слагающего сукновальные глины Джорджии (США), ввел название "аттапульгит" (по названию пункта – Attapulgus), которое было распространено и на аналогичные глины из Франции (район Mormoiron). Причиной для выделения этих глин из ряда обычных бентонитов были их необычайная своеобразная легкость, солеустойчивость, а также тиксотропность. Лоншабон [Longchambon, 1937] доказал идентичность аттапульгита, слагающего основную часть глин, агрегатному палыгорскиту, открытому Т.В. Савченковым в районе Пермских заводов (ст. Палыгорская) и детально изученному по разным типам проявлений в карбонатных и гипсоносных породах Урала, Поволжья и других регионах П.А. Земятченским [1890] и А.Е. Ферсманом [1913].

Глинистый тонкодисперсный палыгорскит был также обнаружен и изучен в глинисто-карбонатных отложениях Русской платформы и других районов [Пустовалов, 1937; Зхус, 1954, 1956; Рекшинская, 1963; Ратеев, 1963, 1964; Закиров, Ясколко, 1968; Юсман, 1972; Дивина, Матухин, 1975; и др.]. Таким образом, была выделена тонкодисперсная морфологическая газновидность палыгорскита. Термин "аттапульгит", до сих пор иногда используемый в западной литературе, считается неправомочным как синоним, не отражающий какого-либо отличия минерала по структуре, габитусу кристаллов и химическому составу [Сердюченко, 1937, 1955; Stephen, 1954; и др.]. В принципе название "аттапульгит" отражает тонкодисперсность агрегатов в отличие от длинноволокнистого палыгорскита [Marschall, 1949; Nagelschmidt, 1938].

Сепиолиты, выделенные Вернером в 1789 г. под названием "морская пена" (Meerchaum), так же как и палыгорскиты, известны в природе в двух морфологических модификациях: длинноволокнистых "агрегатных" образованиях, визуально (без тонких исследований) неотличимых от палыгорскитов, и тонкодисперсных, слагающих глинистые толщи или являющихся их составной частью [Ратеев, 1963, 1964; Милло, 1968]. Агрегатные проявления магнезиальных гидросиликатов представляют чисто минералогический интерес. Большое практическое применение приобрели тонкодисперсные магнезиальные глины, использующиеся в настоящее время в самых различных областях промышленности [Чаймберс, 1962; Абдуллаев, 1974; Овчаренко и др., 1966; Мирсаидов, 1972; и др.].

КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Палыгорскиты и сепиолиты А.Е.Ферсман [1908, 1913] выделил в изоморфную непрерывную серию минералов с известным конечным магнезиальным членом - сепиолитом и неизвестным существенно алюминиевым конечным членом - парамонтмориллонитом. В совокупность этих минералов были включены промежуточные разности ксилотил, пилолит, лассалит и др. Изучению химизма и структуры палыгорскит-сепиолитовых минералов посвящено много работ [Ферсман, 1908, 1913; Сердюченко, 1955; Франк-Каменецкий, 1955; Дромашко, 1953; Белов, 1952; Кайер, Энен, 1965; Ратеев, 1963, 1964; Дриц. Александрова, 1966; Дриц, Соколова, 1971; Martin-Vivaldi, Cano-Ruiz, 1956; Longchambon, 1937; Longchambon, Migeon, 1935; Bradley, 1940; Nagy, Bradley, 1955; Brauner, Preisinger, 1956; Brindley, 1958; Lapparent, 1958; Caillere, Henin, 1961a,b, 1963; Preisinger, 1959; и др.]. Современные представления о структуре этих минералов отражены на рис. 1. Кристаллы палыгорскит-сепиолитовых минералов содержат параллельные плоскости (bc), представляющие собой непрерывные сетки кремнекислородных тетраздров. Эти сетки вдоль оси b через интервал, равный ширине пироксеновой цепочки, разделены на ленты, вытянутые параллельно оси с. Эти элементарные ленты имеют слюдоподобную структуру. Вершины тетраздров соседних лент из плоскости оснований тетраздрической сетки направлены в противоположные стороны. Каждая пара гофрированных таким образом кремнекислородных сеток расположена так, что образует "рубчатый" слой, в котором направленные вниз вершины тетраэдров одной сетки и направленные вверх вершины тетраэдров другой сетки образуют структурный мотив, дополненный до Мд-А)-октаздров необходимыми группами (ОН), фиксирующимися в центре и у свободных краев ленты. Хорошая спайность параллельно оси волокон обусловлена слабой связью кремнекислородных целей через атомы кислорода в "рубчатом" слое. В лентах палыгорскита содержится пять [Bradley, 1940], а в лентах сепиолита - восемь [Brauner, Preisinger, 1956] октаздрических ионов. На рис. 1 видно, что в промежутках между лентами (амфиболовыми цепями) образуются каналы, которые могут вместить до четырех молекул воды. Размер этих каналов в поперечнике доходит до 3,7-6,0 Å, т.е. больше, чем в цеолитах.

В соответствии с описанной моделью структуры, предложенной Бредли, идеальная кристаллохимическая формула палыгорскита следующая: $Si_8Mg_5O_{20}$. $(OH)_2(OH)_4 \cdot nH_2O$, где n = 4. Бредли, а вслед за ним и другие авторы считают палыгорскит триоктаэдрическим минералом. Этот вопрос рассматривался также Мартином-Вивальди и Кано-Руисом [Martin-Vivaldi, Cano-Ruiz, 1956], пришедшими к заключению, что палыгорскиты, так же как и сепиолиты, занимают промежуточное положение между диоктаэдрическими и триоктаэдрическими минералами. При этом октаэдрические пустоты в них заселены не на две трети, как в диоктаэдрических минералах, но и не полностью, как в сапоните. Этой особенностью структуры указанные авторы объясняют необычный облик кристаллов, имеющих черты как ленточных, так и слоистых мотивов.

Элементарная ячейка палыгорскита, по Бредли, моноклинная, а пространственная группа (пр. гр.) C2/m, т.е. октаэдры всех трехэтажных слоев ориентированы одинаково относительно оси *С*. К этому же выводу прицел и II.В. Белов [1958]. Параметры решетки, вычисленные Бредли: $a_0 \sin a = 12.9$ Å, $b_0 = 18$ Å, $c_0 = 5.2$ Å. Расстояние между кислородными слоями 6.45 Å. Прайзингер [Preisinger, 1959] предложил по аналогии со структурой сепиоли-









о/ О2 ОЗ О4 О5 Рис. 1. Схема структуры палыгорскита (а) [Bradley, 1940] и сепиолита (б) [Brauner, Preisinger, 1956]. Проекция перпендикулярна оси с

1 - кремний; 2 - магний или алюминий; 3 - кислород; 4 - гидроксил; 5 - связанная вода

та ортогональный карактер ячейки палыгорскита: a = 12,65 Å, b = 5,26 Å, пр.гр. $D_2 n^7 - Pbmn$. Б.Б. Звягин с соавторами [1963] на основании данных электронографии определили параметры моноклинной ячейки: a = 5,22, b = 18,06, c = 12,75 Å, $\beta = 95,50^{\circ}$, пр.гр. P2/a. Используя данные Б.Б.Звягина, Гард и Фоллет [Gard, Follet, 1968] пересмотрели модель структуры палыгорскита и предложили новую, в которой вдоль оси b чередуются одиночные и строенные пироксеновые цепочки и октаэдры разных слоев ориентированы одинаково.

Последние исследования в области кристаллохимии палыгорскитов, выполненные В.А. Дрицем совместно с В.А. Александровой [1966] и Г.В. Соколовой [1971] с использованием в качестве объекта агрегатного палыгорскита из марганцевого месторождения Джезды (Северный Казахстан), позволили определить для этого палыгорскита моноклинный характер ячейки с параметрами: $a = 13,14; b = 17,85; c = 5,15 \pm 0,03$ Å, $\beta = 107^{\circ}$ при выполнении для всех рефлексов условия: h + k = 2n. Полученные данные совпадают с результатами Бредли. В.А. Дриц полагает, что наиболее достоверна одна модель структуры палыгорскита, описанная Бредли и Н.В. Беловым, которая характеризуется моноклинной ячейкой с пр.гр. C2/m, но в принципе возможны и другие структурные модификации: с моноклинной ячейкой (пр.гр. P2/m) – по Б.Б. Звягину и с ортогональной – по Прейзингеру. Авторы установили, что из пяти возможных октаздрических положений в изученном минерале заселено только четыре, т.е. что палыгорскит – диоктаздрический минерал (в пределах известных пока в природе отношений R_2O_3 от 4:0 до 1:2).

Изучение симметрии палыгорскитов Крайстом с соавторами [Christ a. o., 1969] позволило показать, что среди природных палыгорскитов существуют различные типы симметрии – орторомбическая и моноклинная. Натан с соавторами [Nathan a. o., 1970] связывают различную пространственную группу и ориентировку октаздров трехэтажных слоев относительно оси С с генезисом палыгорскита: гидротермальные палыгорскиты обладают моноклинной ячейкой, а осадочные – ромбической. При этом жилы палыгорскитового состава в гидротермально-измененных туфах автор считает гипергенным образованием, а жилы палыгорскита, ассоциирующие с гипсом и галитом и наблюдаемые в докембрийском кристаллическом массиве в зоне гидротермальной активности, – гидротермальными. Вывод этот сделан в связи с моноклинным характером первого палыгорскита и орторомбическим – второго. Несомненно, этот вопрос более сложен и требует постановки специальных работ с изучением тонких структурных особенностей палыгорскитов разных генетических типов на более обширном материале.

Наиболее характерными межплоскостными расстояниями для палыгорскита являются следующие: 10,5; 6,44; 5,42; 4,48; 3,24; 2,15 Å [Милло, 1968; Grim, 1953]. Приведенные цифры в значительной степени варьируют в близких пределах в зависимости от морфогенетических типов (см. гл. 4) и различных изотипных замещений (в основном Mg²⁺ на Al³⁺ и Si⁴⁺ на Al³⁺).

Модель сепиолита, отраженная на рис. 1, предложена Наги и Бредли [Nagy, Bradley, 1955] и уточнена Браунером и Прейзингером [Brauner, Preisinger, 1956]. Структурная формула $Mg_8Si_{12}O_{30}(OH)_4(OH)_4 \cdot 8H_2O$. Основные межплоскостные расстояния 12,10; 7,6; 5,05; 4,5; 4,30; 3,75; 3,33 Å. В палыгорските и сепиолите межплоскостные расстояния остаются неизменными при насыщении препаратов этилен-гликолем или глицерином. При нагревании до температур не более 550° рефлексы dk_x частично исчезают, а рефлекс d (110) уменьшается до 9,8 Å. Параметры элементарной ячейки, вычисленные Б.Б. Звягиным для сепиолитов Русской платформы [Ратеев, 1964]: a == 5,24; b = 26,95; c = 13,3 Å.

Таким образом, палыгорскит и сепиолит, принадлежащие к одной группе минералов, кристаллохимически представляют собой два обособленных минеральных вида без постепенных переходов, несмотря на эначительные колебания химического состава, параметров ячейки и симметрии. Существующие разногласия в построении моделей структуры палыгорскита, как справедливо отмечают В.А. Дриц и Г.В. Соколова [1971], вызваны, скорее всего, исследованием не совсем химически чистого палыгорскита и образцов различных морфологических типов. Тонкодисперсные палыгорскиты, так же как и сепиолиты, трудно поддаются исследованию методом дифрактограммы вращения (монокристалла): из них удается получить только порошковую дифрактограмму, что затрудняет расшифровку результатов. Как показали исследования многих авторов, в том числе и наши собственные наблюдения по многим типам проявлений, в тонкодисперсных глинистых палыгорскитах в качестве тонкой практически неотделимой механической примеси всегда присутствует монтмориллонит, иногда в смешанослойном чередовании с гидрослюдой, реже с хлоритом. Это также затрудняет вычисление структурной формулы и приводит к большим расхождениям в оценке содержаний R₂O₃ и RO, которые не всегда обусловлены способностью Mg²⁺ и Si⁴⁺ к изоморфному замещению. Изучение обширного литературного материала показало, что почти постоянно выводы относительно химического состава и генезиса основываются на сравнительном анализе разнородных по морфологии объектов [Сердюченко, 1955; Ратеев, 1964; Дробинина, Юсупова, 1966; Зленко и др., 1969; и др.]. Сравнение разнородного материала в какой-то мере обусловило выделение как отдельных разновидностей *а* и *β* палыгорскитов (первый менее магнезиальный, второй – более), при этом, как правило, *а*-палыгорскит тонкодисперсный, *β*-палыгорскит агрегатный. То же относится и к сепиолитам.

Изученные при проведении данного исследования образцы мономинеральных, агрегатных сепиолитов показали состав, близкий к идеальному; Al₂O₃ в таких сепиолитах практически отсутствует (см. гл. 4). Тонкодисперсные же сепиолиты в значительной мере содержат Al₂O₃ (до 2-5%), что скорее всего связано с наличием в них монтмориллонит-гидрослюдистой фазы. Поэтому структурные формулы для палыгорскитов и сепиолитов тонкодисперсных разновидностей не могут рассматриваться в сравнении с формулами, известными для мономинеральных агрегатных разновидностей, и ниже не приводятся.

поведение при нагревании и методы диагностики

Изучение дифференциальных кривых нагревания и дегидратации палыгорскита показывает наличие четырех эндотермических эффектов: эффект при 120-160° (часто двойной), связанный с удалением гигроскопической адсорбционной воды; эндоэффект при 250-350°, вызванный удалением "цеолитной" воды, связанной с Ål и Mg в октаздрической координации [Bradley, 1940]; эффект дегидратации кристаллической решетки, соответствующий потере воды из силикатных слоев и изменениям решетки ("сжатая" форма – палыгорскит II: d(110)= 10,5 Å заменяется на дифрактограммах диффузным кольцом) [Longchambon, 1937]; эндоэффект при 720-760°, переходящий в слабый экзоэффект при 820-920°, обусловленный рекристаллизацией, аморфизацией палыгорскита [Куковский, 1960; Овчаренко и др., 1966]. При дальнейшем нагревании в интервале 1000-1050° происходят перекристаллизация и формирование новой минеральной фазы, сначала энстатитовой, а в дальнейшем силлиманит-кристобалитовой.

Поведение сепиолита при нагревании охарактеризовано в ряде работ [Nagy, Bradley, 1955; Brauner, Preisinger, 1956; Caillere, Henin, 1963; Imai, Otsuka, 1967; и др.]. Характерны три эндоэффекта: при $t = 250^{\circ}$ (удаление гигроскопической и частично цеолитной воды), при $t = 250-620^{\circ}$ (дегидратация кристаллической решетки) и эндоэффект при $t = 620^{\circ}$, переходящий в четкий экзоэффект при 920-1000° (перекристаллизация сепиолита). Наиболее четким отличием палыгорскита от сепиолита является появление в последнем резкого экзотермического пика после эндотермической остановки при 780-800°, отвечающей полной потере воды. При 820-850° происходит перекристаллизация аморфизированного сепиолита в энстатит и кристобалит [Kulbicki, 1959; Cailler, Henin, 1963]. Одновременно на дифрактограммах фиксируются два широких рефлекса 3,20 Å и 2,90 Å.

Поведение при нагревании – характерный диагностический признак палыгорскита и сепиолита, но специфические эффекты на кривой нагревания часто затушевываются присутствием тонкодисперсных компонентов других глинистых минеральных фаз, в частности монтмориллонита, лимонита [Кистер, 1960; Ратеев, 1964; и др.], а в агрегатных – тонкокристаллическим срастанием палыгорскита и сепиолита с кальцитом и (или) гипсом.

В настоящее время наиболее достоверная диагностика палыгорскита и сепиолита производится методом дифрактометрического рентгеновского анализа в сочетании с изучением суспензий под электронным микроскопом [Зхус, 1966а,6]. На электронно-микроскопических снимках палыгорскиты и сепиолиты различных морфогенетических типов представлены "сноповидными" агрегатами отдельных волокон с отношением ширины к длине до 1:100 [Куковский, Островская, 1961; Горбунова, 1962; Овчаренко и др., 1966; Десятников, 1974; Ломова, 1975а,6; Peterson e.a., 1970; Bloch, 1970; Weaver, Beck, 1977; и др.], отдельными "планками" или "дранками" с тупыми концами [Перельман, 1950; Горбунова, 1962, 1966; Викулова, 1952; Ратеев, 1963, 1964; Bradley, 1940], войлокоподобным спутанноволокнистым агрегатом отдельных нитевидных кристаллов [Гинзбург, Рукавишникова, 1951; Викулова, 1952; Зхус, 1956; Кистер, 1960; Ратеев, 1964; Закиров, Ясколко, 1968; Верзилин и др., 1973; Дивина, Матухин, 1975; Weaver, Beck, 1977; и др.], изолированными игольчатыми кристаллами с отношением ширины к длине не более 1:50 [Закиров и др., 1972; Горбунова, 1962; Тихомирова, 1963; Heezen e.a., 1965; и др.].

Существует мнение, что палыгорскиты и сепиолиты достаточно легко различаются под электронным микроскопом, при этом к сепиолитам относят более широкие дранкоподобные частицы с тупыми концами, а к палыгорскитам – тонковолокнистые или игольчатые образования. Изучение литературного материала и результатов собственных наблюдений подтверждает выводы М.А. Ратеева [1964], считающего, что облик кристаллов под электронным микроскопом нельзя рассматривать в качестве достоверного критерия различия палыгорскитов и сепиолитов.

Исследование палыгорскитов и сепиолитов различных генетических типов позволило установить зависимость морфологии отдельных кристаллов палыгорскитов и сепиолитов и их агрегатов от генезиса, т.е. охарактеризовать морфогенетические особенности этих минералов (см. гл. 4).

АДСОРБЦИОННЫЕ И КОЛЛОИДАЛЬНЫЕ СВОЙСТВА

Палыгорскит и сепиолит составляют исключение из всех глинистых минералов по реакции на солевую агрессию. Каолинитовые, монтмориллонитовые, гидрослюдистые и другие глины весьма чувствительны к добавкам солей. Они коагулируют уже при малом их содержании, что связано с уменьшением гидрофильности, падением степени набухания и водопоглощения [Кистер, 1960; Коллоидная химия..., 1963]. Суспензии палыгорскит-сепиолитовых глин солеустойчивы. Устойчивость к добавкам солей в водную фазу суспензий, а также войлокоподобная структура диспергированных суспензий позволяют применять эти глины в качестве солеустойчивого тампонирующего сырья для буровых растворов.

Адсорбционные особенности палыгорскит-сепиолитовых минералов связаны с особенностями их структуры. В отличие от других минералов у палыгорскита и сепиолита нарушенные связи, позволяющие компенсировать заряды адсорбированными ионами, возникают не на спайных поверхностях, т.е. вдоль волокон, а только на площадках, перпендикулярных оси *C*, т.е. по сечению волокна. При диспергировании глин в солевом растворе суспензии свойственна та же микроволокнистая структура, что и в отсутствие солей.

Ф.Д. Овчаренко с соавторами [1966] объясняют специфические физико-технические свойства палыгорскита двумя особенностями его структуры: трехмерностью структуры и игольчато-волокнистым габитусом кристаллов с разрывом вдоль Si-O-Si связей. Каналы поперечного сечения составляют 3,7 × 6,4 Å и мало влияют на свойства глин. Использование радиоактивных изотопов позволяет установить, что емкость поглощения типичного палыгорскита равна 34 мг-өкв/100 г и связана с адсорбцией во внутренних полостях, где A] и Mg в октаздрических позициях часто бывают обменными; замещение Si⁴⁺ на A]³⁺ в тетраздрах также обусловливает ненасыщенные валентности [Neale, Thomas, 1956].

На устойчивость и катионнообменную способность палыгорскита в водной среде оказывает большое влияние концентрация ионов H⁺. Так, в шелочной среде катионнообменная способность палыгорскита резко увеличивается, а в кислой среде наблюдается поглощение анионов в результате нейтрализации ОНгруппы, что приводит к разрушению структуры [Васильев и др., 1976]. Таким образом, несмотря на более низкую адсорбционную емкость, чем у монтмориллонита, палыгорскит обладает большой устойчивостью к коагулирующему влиянию солей, а также тиксотропностью, т.е. способностью суспензии при механическом воздействии образовывать жидкие золи с последующим обратным застудневанием, что ставит его в разряд исключительно важного минерального сырья. Глины палыгорскит-сепиолитового состава находят широкое применение в самых различных областях народного хозяйства – они используются в качестве адсорбентов, наполнителей в различных отраслях промышленности: химической, текстильной, пищевой, фармакологической, металлургической и др. От сходных по технологическим свойствам бентонитов палыгорскитовые глины отличаются исключительной устойчивостью к коагуляции в присутствии солей и незаменимы при проходке нефте- и газоразведочных скважин в соленосных толщах.

ДАННЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПО СИНТЕЗУ

Хаст [Hast, 1956] синтезировал сепиолит при нормальных температурах (+37°) в результате реакции $SiO_2 + MgO + MgOH_2 + MgOO_3$. Маптон и Рой [Mumpton, Roy, 1958] получили сепиолит в результате осуществления реакции при нормальных температурах в системе $MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ в присутствии Ca^{2+} . Эти авторы подчеркивают роль ионов Са, являющихся своеобразным регулятором pH, не влияющим на химический состав сепиолитов; в результате проведенных исследований они полагают, что сепиолит кристаллизуется при температурах ниже $100^{\circ}C$. Большинство слоистых минералов было получено при низких температурах [Caillere, Henin, 1961а], однако палыгорскит-сепиолитовые минералы не были при этом зафиксированы.

Сифферт и Вей [Siffert, Wey, 1962] после серии опытов по синтезу слоистых минералов группы монтмориллонита в условиях нормальных температур исследовали влияние pH и молярного отношения SiO_2/H_2O в растворе на конечные продукты реакций. Раствор насыщался $Si(OH)_4$ и MgCl₂; pH регулировался ионами Na⁺ (NaOH); продолжительность опыта – 3 недели; величина pH конечного раствора резко понижалась по сравнению с исходной. Осадок при исследовании под электронным микроскопом показал присутствие длинноволокнистого минерала, это подтверждено $SiO_2/MgO<2$, pH среды образования (8,73-11,20), термическим и химическим исследованиями ($SiO_2 - 42.6$; MgO – 20,0; $H_2O - 36.9$; Na₂O – 0,5%), показавшими: близость продукта реакции к типичному сепиолиту. Методом микродифракции вычислено межплоскостное расстояние 5,3 Å, соответствующее $d_{(15O)}$ природного сепиолита.

Латвийские исследователи [У́пите и др., 1963] синтезировали сепиолит при $t = 174^{\circ}$ и P = 8 атм, что опровергает утверждение Маптона и Роя о невозможности образования магнезиальных гидросиликатов волокнистой структуры при $t > 100^{\circ}$. Эти же авторы установили, что образование сепиолита или серпентина в гидротермальных условиях зависит от MgO/SiO₂. При MgO/SiO₂ в интервале 4:1 - 2:1 образуется серпентин, а сепиолит кристаллизуется при MgO/SiO₂ от 1:4 до 1:1.

Большое значение для выявления положения и значения Mg^{2+} в геохимическом цикле с точки зрения равновесия морских осадков имеют экспериментальные исследования группы исследователей США [Wollast e.a., 1968]. Они установили возможность осаждения сепиолита из морской воды при увеличении концентрации свободной, реакционноспособной SiO₂, не связанной в решеткэх силикатных минералов или кремнистых организмах. Наиболее важными факторами в образовании сепиолита авторы считают отсутствие реакционноспособного Al^{3+} (иначе реакция может пойти по пути образования хлоритов); высокие концентрации активных Mg^{2+} и SiO₂ в соответствии с равновесными постоянными для сепиолита (например, умеренно высокая концентрация SiO₂ и низкая Mg^{2+} или наоборот). Интересно, что после выпадения сепиолита в осадок, сопровождающегося понижением pH, раствор становится пересыщенным



б

6



Рис. 2. Параметры устойчивости палыгорскита и сепиолита

а – диаграмма активности системы $HCI-H_2O-CaO-MgO-CO_2$ при $t = 0^{\circ}$ и 2000С [Helgeson e.a., 1969; Bowles e. a., 1971]; б – диаграмма стабилизации палыгорскита при различных pH, pSi [Singer, Norrish, 1974]; в – диаграмма стабилизации палыгорскита в системе $SiO_2-MgO-H_2O-Al_2O_3$: 1 – состав вод-ной вытяжки из почвенного горизонта с палыгорскитом, 2 – состав водной вытяжки из горизонта без палыгорскита [Singer, Norrish, 1974]

относительно аморфной кремнекислоты, что согласуется с физико-химическим правилом торможения реакции [Перельман, 1965]. Эти результаты хорошо согласуются с данными Хавкинса и Роя [Hawkins, Roy, 1963], воздействовавших в лабораторных условиях ($t = 25^{\circ}$ C и P = 1 атм) на вулканическое стекло растворами с повышенным содержанием Mg²⁺ (1,3 г/л), избытком SiO₂ и pH, близким к pH морской воды. В результате реакции в качестве конечных продуктов получены смектиты. Исследования палыгорскита в пелагических осадках Барракудского поднятия показали, что палыгорскит образуется из вулканического стекла при Mg/Si в 2-3 раза большем, чем смектиты [Bonnatti, Joensuu, 1968]. Источником дополнительного Mg²⁺ при этом считаются гидротермальные растворы, воздействовавшие на вулканогенный тонкодисперсный витрический материал, рассеянный в пелагических осадках. Однако, на наш вэгляд, не было отведено должного значения недостаточной для палыгорскитообразования величие pH в бескарбонатных осадках силикатного состава.

Таким образом, устойчивость сепиолита есть функция трех варьирующих величин: pH, pMg и pSi. Для кристаллизации палыгорскита необходим также реакционноспособный Al³⁺. Диаграммы стабилизации сепиолита и палыгорскита (рис. 2, а, б, в) наглядно демонстрируют пределы устойчивости этих минералов. В закрытых системах в условиях лабораторного синтеза начало кристаллизации сепиолитов совпадает с достижением pH ≥ 8,5 при введении растворов CaOH или NaOH.

Теоретически алюминий может существовать в растворенном состоянии только в кислых (pH < 5) или сильнощелочных (pH > 10) средах [Гаррелс, Крайст, 1968; Педро, 1971]. В природных системах эти пределы могут варьировать в зависимости от присутствия CO₂ или других компонентов, но, тем не менее, очевидно, что палыгорскиты кристаллизуются при pH, близких к 9-10.

Необходимо отметить, что в настоящее время палыгорскит в лабораторных условиях не синтезирован. Присутствие свободных ионов Al³⁺ приводит к кристаллизации хлоритов.

Важным является тот факт, что реакции, приводящие к образованию Mgгидросиликатов, могут протекать как при нормальных *P-T* условиях, так и при повышенных, близких к природным гидротермальным, когда процессы идут более интенсивно.

МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ ГИДРОСИЛИКАТЫ ГРУППЫ ПАЛЫГОРСКИТА И СЕПИОЛИТА В ОСАДКАХ МИРОВОГО ОКЕАНА

Сведения о палыгорскитах и сепиолитах в океанических осадках стали появляться в литературе с 60-х годов одновременно с началом широкого исследования дна океана. До этого времени генезис магнезиальных гидросиликатов группы палыгорскита и сепиолита в осадочных породах связывался с эвапоритовыми континентальными озерными яли мелководными морскими образованиями [Милло, 1968; Страхов, 1962; Ратеев, Осипова, 1958; Ратеев, 1964; Кегт, 1937; Isphording, 1973; и др.]. Большинство исследователей палыгорскит и сепиолит рассматривают как минералы-индикаторы эвапоритового литогенеза. Появление нового фактического материала показало, что подобной универсальной значимостью эти минералы не обладают. Генезис их связан со значительным разнообразием геологических обстановок и только в отдельных случаях палыгорскит и сепиолит формируются в довольно узком диапазоне условий эвапоритового процесса.

Ниже приведено описание магнезиальных гидросиликатов с характеристикой условий их локализации в Индийском и Тихом океанах, в Средиземном море, а также в Атлантическом океане. Это описание представляет собой первую сводку литературных данных по этому вопросу. Особое внимание уделено палыгорскитовым глинам Восточной Атлантики, детальное исследование которых, проведенное при подготовке данной работы, позволяет критически пересмотреть существующие гипотезы их образования и обосновать некоторые новые представления в понимании генезиса магнезиальных гидросиликатов группы палыгорскита и сепиолита.

Распространение магнезиальных гидросиликатов в осадках современных морей и океанов показано на рис. 3.

ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН И СОПРЯЖЕННЫЕ БАССЕЙНЫ КРАСНОГО МОРЯ И ПЕРСИДСКОГО ЗАЛИВА

В 1961 г. при проведении 31-го рейса НИС "Витязь" в Индийском океане при литологическом изучении колонки осадков, взятой в Центральной котловине на ст. 4599 в горизонте 625-779 см (толща воды над уровнем дна океана 4888 м), были обнаружены тонкие прожилки восковидного глинистого минерала, во влажном состоянии бледно-голубоватого цвета [Безруков, 1961]. В.Н. Свальнов [1974] по данным химического и рентгеновского анализов диагностировал этот минерал как палыгорскит.

Палыгорскит встречен в кокколитовых известняках и пелитовых илах, вероятно, зоценового возраста. Он образует как секущие ветвящиеся прожилки, так и неправильной формы тела, замещающие пелитовую часть осадка. Иногда он обволакивает железомарганцевые микроконкреции внутри самих прожилков. В.Н. Свальнов предполагает, что растворы, возможно гидротермального типа, обогащенные магнием, проникали в осадок через поры и трещинки, насыщались марганцем и железом из осадков и способствовали новообразованию как пальпорскита, так и микроконкреций железомарганцевого состава. О гид-



Рис. З. Положение точек с палыгорскитом и сепиолитом в осадках Мирового океана (сводная схема по состоянию изученности на 1977 г.)

а - по результатам глубоководного бурения; б - по результатам драгирования и бурения молодых осадков

ротермальном генезисе палыгорскита, по мнению автора, свидетельствуют следующие факты: 1) приуроченность прожилков палыгорскита к разным литологическим разностям осадков; 2) недостаточное для образования палыгорскита содержание Mg и SiO₂ в кокколитовых известняках.

3.Н. Горбунова [1962, 1966] в работах по донным осадкам Индийского океана впервые отметила присутствие палыгорскита в четвертичных осадках Аденского залива (содержание этого минерала уменьшается в сторону Аравийского моря) и высказала предположение о терригенно-обломочном генезисе тонких игольчатых кристаллов пальгорскита в указанном районе.

Палыгорскит в ассоциации с кальцитом и кварцем установлен в глубоководных осадках (1000-2000 м) центральной части Красного моря и Аденского залява [Heezen e.a., 1965]. Палыгорскит встречен как в поверхностном слое осадков, так и на глубине 4-5 м. Авторы отмечают максимальное, иногда преобладающее содержание палыгорскита в осадках рифтовой зоны Аденского залива. Высказано предположение о генетической связи палыгорскита с гидротермальной деятельностью в пределах рифтовой долины Красного моря и Аденского залива [Sabatier, 1969; Bonatti, 1969].

Убедительный материал о возможном аллотигенном происхождении палыгорскита был получен при изучении осадков северо-восточной части Персидского залива. Исследованию подверглись образцы четвертичных отложений, отобранные из 150 скважин с глубины от 2 до 4м во время Международной океанографической экспедиции в Индийском океане (1961-1964) на исследовательском судне "Метеор" [Esteoule e.a., 1970]. Наибольшее содержание палыгорскита отмечено в песчано-глинистых фациях конуса выноса р. Руд-Хилле, пересекающей в нижнем течении солончаковые равнины Аравийского полуострова и содержащей в своем аллювии палыгорскит. Подчеркивается чрезвычайно спокойный характер реки и выровненный рельеф местности. Палыгорскит ассоциирует с терригенными иллитом и каолинитом и новообразованным монтмориллонитом. В псаммитовой и мелкоалевритовой фракциях отмечены терригенные карбонаты, доломит, кварц и полевые шпаты. По мнению французских исследователей, геологические данные и минеральные ассоциации показывают, что палыгорскит в указанных отложениях является аллотигенным, вынесенным с континента, где он отмечен в солонцовых почвах. В осадках центральных частей Персидского залива, как и у побережья, присутствуют те же ассоциации глинистых минералов и минералов алевритовых фракций, за исключением палыгорскита. Это сообщение подтверждает предположение исследователей Иранского побережья и свидетельствует о незначительном механическом ареале рассеяния палыгорскита [Pilkey, Hoble, 1966].

Возможно также, что палыгорскит и доломит приносились эоловым путем из аридных областей Северной Африки и Аравии [Goldberg, Griffin, 1970], однако отсутствие палыгорскита в центральных частях Персидского залива скорее свидетельствует о незначительной роли эоловой транспортировки этого минерала.

В результате работ по Международному проекту глубоководного бурения (DSDP) на востоке экваториальной части Индийского океана в скв. 211, 212, 213 вскрыты меловые, палеоценовые и эоценовые известковые илы и темно-коричневые глины, обогащенные Mn и Fe и содержащие в отдельных интервалах до 20-60% палыгорскита [Zemmels, Cook, 1974], ассоциирующего с фрагментами вулканокластов, палагонитом, санидином, цеолитами и смектитами. Исследователи считают палыгорскит аутигенным минералом, образование которого может быть связано как с преобразованием вулканических стекол (нанопланктон-фораминиферовые карбонатные илы), так и с гидротермальными процессами (марганцево-железистые коричневые глины, перекрывающие базальты). Об аутигенности палыгорскита свидетельствуют также результаты изучения степени совершенства его структуры [Venkatarathan, 1974].

Можно выделить три типа проявлений палыгорскита в рассматриваемом регионе:

1. Прожилковидные и рассеянные гидротермальные проявления палыгорскита в осадках глубоководных центральных частей океана, которые мы относим к типу наложенной минерализации, возникающей, возможно, в процессе миграции через толщу осадков термальных вод, обогащенных железом, марганцем, магнием, кремнеземом.

2. Палыгорскитовая минерализация осадков Красного моря и Аденского залива проблематичного генезиса, по геологической ситуации, возможно, связанная косвенно с гидротермами рифтовой зоны. Как известно, "рассолы" рифтовой долины Красного моря содержат избыточное количество кремнекислоты, чем обусловлено образование железисто-кремнистых осадков в районе депрессий рифтовой зоны; содержание же Mg в них значительно ниже, чем в морской воде [Miller e.a., 1966]. Поэтому палыгорскит может быть связан с растворами другого состава, пространственно разобщенными с известными рудными "рассолами" депрессий, или он образуется в условиях избытка SiO₂ и извлечения Mg²⁺ из морской воды. Направление подводных глубинных течений Красного моря в сторону Индийского океана подтверждает эту возможность, так же как и увеличение содержания палыгорскита в сторону Аденского залива. Свободная кремнекислота, попадая в обогащенные карбонатом осадки, служащие геохимическим барьером, может реагировать с Mg²⁺ иловых вод с образованием палыгорскита.

3. Регионально-рассеянная палыгорскитовая минерализация в прибрежных частях Персидского залива и северных районах Индийского океана относится к типу мало распространенной аллотигенно-терригенной минерализации. Она свойственна акваториям с шелочным характером среды, примыкающим к континентам аридной климатической зоны с широко развитым эвапоритовым литогенезом и солонцовыми типами почв.

ТИХИЙ ОКЕАН

Все известные точки нахождения палыгорскита в осадках Тихого океана выявлены при изучении кернов глубоководного бурения в различных профилях.

Палыгорскит из кернов рейса 6 описан З.Н. Горбуновой [1972]. Он обнаружен в виде эначительной примеси в осадках мелового возраста у южного склона Гавайского поднятия (скв. 46), на плато Шатского (скв. 47, 50, 51) и восточнее разлома Бонин в глубоководной части Тихого океана (скв. 52). Скважины пробурены на глубину от 9 до 132 м, и на забое повсеместно отмечены слои кремней. Вмещающие палыгорскит осадки представляют собой обогащенные вулканическим стеклом красные глины и органогенные карбонатные породы'с кремнями. В некоторых скважинах палыгорскит в виде постоянной значительной примеси присутствует по всему керну (скв. 46, 50). но чаще он приурочен к определенным горизонтам, обогащенным вулканогенным материалом, где находится в ассоциации с иллитом, монтмориллонитом и незначительным количеством хлорита в пелитовой части осадка. Диагностика палыгорскита проводилась по данным рентгеновского дифрактометрического анализа и изучения суспензий под электронным микроскопом. Отмечено увеличение размера и количества кристаллов снизу вверх по разрезу. З.Н. Горбунова предполагает, что формирование палыгорскита связано с преобразованием вулканического стекла и глинистых минералов под воздействием магнезиальных гидротермальных растворов.

При проведении рейса 16 по профилю Сан-Кристобаль - Панама - Гонолулу -Гавайя в кернах скв. 157, 159 и 163 американскими исследователями также обнаружен палыгорскит в тонких фракциях карбонатно-глинистых осадков. В районе разлома Карнеги на востоке экваториальной части Тихого океана скв. 157 вскрыла четвертичные и миоценовые кремнисто-карбонатные осадки, а на забое - базальты. В той же части и кого океана вблизи зоны дробления Кларион скв. 159 пересекла толщу кремнисто-пелагических коричневых осадков и наноплактонных илов олигоценового возраста и была остановлена в экструзивных базальтах. Цеолитовые глины с кремнями (олигоцен) и цеолитовые и кремнистые глины (мел), подстилающиеся экструзивными базальтами, вскрыты скв. 163, расположенной между зонами дробления Кларион и Клипертон. Количество палыгорскита в тонких фракциях некоторых образцов доходит до 61% в ассоциации с клиноптилолитом в скв. 163 и до 17% от тонких фракций в поликомпонентных и карбонатных глинах скв. 157 и 159 также в ассоциации с цеолитами и монтмориллонитом [Zemmels, 1973].

В скв. 164-170 рейса 17, пробуренных к востоку от скв. 163 в экваториальной части Тихого океана, палыгорскит обнаружен в верхнемеловых, реже эоценовых коричневых цеолитовых глинах с прослоями кремней. Наибольшие содержания палыгорскита (до 70% во фракции < 0,002 мм) регистрируются в кернах скв. 164 и 166. Палыгорскит постоянно ассоциирует с клиноптилолитом, тридимитом, вулканическими стеклами базальтового состава, плагиоклазом и пироксеном [Zemmels, Cook, 1973а].

В скв. 196 и 198 рейса 20, расположенных в западной части северо-западной котловины Тихого океана, в коричневых цеолитовых глинах мелового возраста рентгеновским анализом установлено содержание палыгорскита до 80% (от фракции < 5,02 мм). В крупных фракциях также преобладают клиноптилолит, плагиоклазы и обломки вулканического стекла [Matti e.a., 1973].

Наиболее интересно присутствие палыгорскита и незначительного количества сепиолита в тонких фракциях прослоев витрического туфа среди цеолитовых палыгорскитсодержащих глин мелового возраста, вскрытых скв. 289 (рейс 30) в районе Тасмании [Zemmels e.a., 1975].

Материалы 16, 17, 20 и 30 рейсов DSDP свидетельствуют о значительной распространенности палыгорскита в восточной и экваториальной части Тихого океана, постоянстве ассоциации палыгорскит-клиноптилолит, особенно характерной для верхнемеловых отложений. Парагенез палыгорскита с клиноптилолитом, основными вулканическими стеклами, плагиоклазами и пироксенами может свидетельствовать о генетической связи палыгорскита с вулканогенным материалом, который претерпевает изменение в стадию диагенеза, осложненного наложенными гидротермально-эксгаляционными процессами. Палыгорскит-клиноптилолитовая ассоциация Тихого и Индийского океанов связанной с изменением вулканического матакже оказывается тесно териала на основании обобщения материалов [Couture, 1977] по скв. 164 и 196 (DSDP).

Предполагается последовательное преобразование вулканического стекла по следующей схеме: вулканическое стекло <u>диагенез</u> монтмориллонит + филпоздний

поздний липсит диагенез палыгорскит + клиноптилолит. Однако при рассмотрении процесса разделения во времени двух распространенных ассоциаций: монтмориллонит-филлипситовой в домеловых и палыгорскит-клиноптилолитовой в меловых отложениях – остается проблематичным источник магния для формирования палыгорскита [Couture, 1977].

Таким образом, в осадках Тихого океана отмечается лишь рассеянная минерализация палыгорскита, приуроченная к тонким фракциям цеолитовых поликомпонентных осадков, обогащенных вулканическим стеклом, а также – глин и карбонатных органогенных пород. Характерна локализация обнаруженных палыгорскитсодержащих осадков в районах тектонической и вулканической активности (Гавайские острова, разлом Бонин, зоны дробления Кларион и Клипертон и др.). Мощные мономинеральные толщи палыгорскита в Тихом океане неизвестны.

Широкое распространение палыгорскита в древних осадках Тихого океана, присутствие его в центральных районах, относящихся к зоне пелсгического осадконакопления, при отсутствии одновозрастных палыгорскитсодержащих пород в континентальных областях сноса свидетельствуют о доминирующей роли в осадках аухигенного палыгорскита.

СРЕДИЗЕМНОЕ МОРЕ

Древние эвапоритовые бассейны с палыгорскит- и сепиолитоносными хемогенными осаджами широко известны [Милло, 1968; и др.] как на северном (юг Франции), так и на южном (Марокко и Испанская Сахара) побережьях Средиземного моря. Средиземное море, особенно в западной его части, развивалось долгое время как краевой эвапоритовый бассейн Атлантики, аналогично Мексиканскому заливу на западе океана.

В связи с этим приобретают особый интерес находки палыгорскита в осадках Средиземного моря для выяснения специфики парагенетических минеральных ассоциаций и литологической приуроченности палыгорскита.

Палыгорскит обнаружен в четвертичных известковых илах глубоководной впадины Матапан в Ионическом море на глубине 4400 м [Chamley, Millo, 1970; Chamley, 1972]. Палыгорскитсодержащие осадки, вскрытые скважиной глубиной 3,65 м (от поверхности дна), представляют собой чередование карбонатных илов красных, серых и белых тонов. Отмечается четкая приуроченность рассеянных кристаллов палыгорскита к белым разностям осадков, характеризующихся тепловодной микрофауной в отличие от серых и красных осадков с холодноводной фауной, обогащенных терригенными компонентами: иллитом, хлоритом, каолинитом и новообразованным монтмориллонитом. Содержание монтмориллонита относительно постоянно, что исключает, как считают авторы, возможность образования палыгорскита путем преобразования монтмориллонита под влиянием Mg-содержащих растворов или преобразования пеплового материала. Рассмотрев все возможные способы образования палыгорскита (в океанических осадках, эвапоритовых бассейнах и др.), авторы отрицают возможность аллотигенного генезиса палыгорскита в изученных осадках и Связывают его появление в них с изменениями климата в питающих акваторию прибрежных районах. В периоды сухого и теплого климата в бассейн поступали значительные количества Mg в растворенном виде, что сопровождалось одновременным сокращением объема терригенного материала, свойственного питающим потокам холодных периодов. Таким образом, авторы считают хемогенный палыгорскит в тонкой фракции известковых осадков индикатором палеоклимата на континенте.

Палыгорскит и сепиолит в осадках Средиземного моря обнаружен при рентгеновском исследовании образцов кернов глубоководного бурения на профиле 13 с б/с "Гломар Челленджер" [Zemmels, Cook, 1973b] практически во всех скважинах, в четвертичных отложениях (скв. 125 – 129), миоценовых (скв. 132) и плиоценовых (скв. 134) карбонатных илах типа писчего мела. Исключение составляют полиминеральные четвертичные турбидитные осадки скв. 130, 131 в районе дельты Нила. В породах из кернов 1, 2 и 4 скв. 130 до глубины 150 м содержание палыгорскита варьирует от 5 до 20%. В тонкой фракции <0,002 мм во всех кернах наблюдаются обратная зависимость между содержанием монтмориллонита и палыгорскита, а также примесь пирита до 8%. Повсеместно присутствует монтмориллонит с d(001)= 14Å. В скв. 131 в породах и крупных фракциях установлено присутствие клиноптилолита и пирита, а палыгорскит обнаружен только во фракции <0,002 мм, также в обратных количественных взаимоотношениях с монтмориллонитом, но в постоянной ассоциации с ним.

В скв. 132 в миоценовых нанопланктонных илах палыгорскит прослежен в концентрациях от 6 до 16% в ассоциации с аналыцимом и филлипситом, составляющими до 46,6% во фракции < 0,002 мм и до 35% в ассоциации с монтмориллонитом (14Å) во фракции > 0,002 мм. При этом в вышележащих слоях с аутитенным доломитом (до 3%) и в нижележащих гипсоносных глинах палыгорскит не обнаружен.

Во всех остальных скважинах палыгорскит отмечается в значительных содержаниях в редких валовых пробах и присутствует во фракции < 0,002 мм от 14 до 60%. Учитывая, что до 80% всей породы представлено кальцитом, общее содержание палыгорскита очень мало. Интересно, что так же, как в скв. 130, в некоторых образцах скв. 125 наблюдается значительное содержание пирита – во фракции < 0,002 мм с интервала 47 м пирита до 47,5% при содержанни палыгорскита 18%. Примесь палыгорскита в карбонатных и турбидитных осадках Средиземного моря считается обусловленной привносом его из континентальных областей Африки и Южной Франции [Ryan, Hsü, 1973]. Однако этот вывод кажется несколько упрощенным, учитывая данные по Мировому океану.

АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН

Палыгорскиты и сепиолиты широко известны по материалам драгирования. В 1965 г. были опубликованы результаты изучения образцов, полученных из района Срединно-Атлантического хребта в экваториальной Атлантике [Hathaway, Sachs, 1965]. Глубина океанического дна здесь 3600 м. Осадки были отобраны в интервале 3,6-4,2 м от уровня дна. Большинство образцов представляет собой породу с брекчиевидной структурой. Обломки серпентинитов сцементированы кокколитовыми илами и бурыми слоистыми глинами, содержашими клиноптилолит, монтмориллонит, сепиолит и кварц, с секушими прожилками белого материала, оказавшегося сепиолитом. В нерастворимом остатке кокколитовых илов также обнаружен сепиолит. Он же ассоциирует с плотными светлыми кремнями, формируя на них "рубашку" и выполняя отдельные трешины. В изученных обломках серпентинитов, в частности в продуктах их выветривания, сепиолит не обнаружен. Авторы полагают, что процессы подводного изменения серпентинитов и новообразование сепиолитовых агрегатов в изученном районе генетически не связаны. Образование сепиолита, вероятно, было результатом подводного изменения вулканического стекла при участии насыщенных магнием растворов, происходящего по следующей схеме: вулканическое стекло + Mg^{2+} растворы + Ca^{2+} (кокколитовые илы) = сепиолит + монтмориллонит + клиноптилолит + кварц. Результирующую ассоциацию минералов они считают типичной для сепиолитсодержащих осадков. При этом кальций кокколитовых илов оказывается важным фактором, регулирующим необходимую для новообразования сепиолитов щелочность среды [Mumpton, Roy, 1958]. Источником Mg²⁺ предполагаются морская вода и, воэможно, частично серпентиниты при их выветривании.

В рассмотренной работе очень слабо отражено значение структурно-геологической позиции участка работ, расположенного в зоне активных тектонических процессов, с чем также могут быть связаны повышенные содержания Mg²⁺ в мигрирующих по брекчированным породам растворах. С этих позиций интересны исследования, проведенные по глубоководным осадкам Барракудского поднятия на востоке тропической Атлантики [Bonatti, Joensuu, 1968]. Керн длиной 40 см поднят со дна на глубине 5015 м и представлен пластичным глинистым материалом коричневого цвета. Возраст осадков не установлен. Рентгеновское изучение показало, что порода состоит из кварца, палыгорскита, смектита, полевого шпата, каолинита, мусковита и хлорита, варьирующих по содержанию в разных участках керна. Смектит представлен диоктаэдрическим монтмориллонитом, образующим агрегаты сферической формы, в диаметре достигающие 30 мм и содержащие частицы серпентинита, кварца, кристаллы клиноптилолита и доломита. Рентгеновским анализом в этих агрегатах установлен сепиолит. Авторы также считают, что исходным материалом для кристаллизации палыгорскита является вулканическое стекло. При этом они подчеркивают необходимость в дополнительном источнике Mg²⁺, иначе конечным продуктом преобразования пепловых агрегатов должен быть монтмориллонит, который также образуется при несколько повышенных содержаниях магния [Hawkins, Roy, 1963].

Присутствие в микроагрегатах монтмориллонита свидетельствует о последовательном преобразовании частиц стекла в монтмориллонит, а затем в палыгорскит [Bonatti, Joensuu, 1968]. Процесс преобразования монтмориллонита представляется следующим: монтмориллонит + кремнезем + $(Ca^{2+} u Mg^{2+}$ из растворов) = палыгорскит + клиноптилолит. Реакция образования палыгорскита в условиях изменения баланса Mg^{2+} в растворе может также приводить и к образованию серпентинита и сепиолита – утверждают авторы, ссылаясь на экспериментальную работу, проведенную А. Упите с соавторами [Упите и др., 1963]. В нескольких милях от места отбора палыгорскитсодержащих пород в районе ст. Рб 402-4 (16° 42,3' с.ш. и 58°03,7' э.д.) обнаружены гидротермально измененные базальты. Изменения выражены в серпентинизации, хлоритизации, цеолитизации, Отмечена сеть прожилков карбонатного состава. Этот факт, по мнению авторов, подтверждает тектоническую и гидротермальную активность района.

Группой американских исследователей [Bowles a.o., 1971] установлено еще несколько пунктов нахождения палыгорскита и сепиолита в глубоководных осадках Атлантического океана. В пяти из 34 опробованных точек Атлантического океана в оранжево-красных глубоководных глинистых осадках, поднятых драгой, ими было обнаружено преобладание палыгорскита и сепиолита в ассоциации с кварцем, кальцитом и доломитом. На основании анализа диаграмм равновесия системы CaO-MgO-CO₂-SiO₂-H₂O при обычных и повышенных *P* и *T*, форм кристаллов сепиолитов и палыгорскитов и состава минеральных ассоциаций авторы считают, что магнезиальные гидросиликаты в изученных осадках образовались в результате взаимодействия придонной океанической воды с гидротермальными Mg-растворами, циркулирующими по трещинам и разломам морского дна по схеме образования рудоносных осадков из гидротермальных "рассолов" Красного моря.

Палыгорскиты и сепиолиты по материалам глубоководного бурения (DSDP) стали известны несколько позднее. В 1970 г. скв. 12 рейса 4 б/с "Гломар Челленджер^{*} вскрыта мощная (более 80 м) толща зоценовых палыгорскитовых глин в бассейне островов Зеленого Мыса на глубине 4557 м у подошвы континентального склона Африки. В Западной Африке расположены известные классические третичные эвапоритовые бассейны, осадки которых содержат мощные толши палыгорскит-фосфоритсодержаших глин [Millot, 1964; Slansky, 1959]. В бассейнах Алжира, Туниса на севере и бассейнах Анголы, Конго, Габона, Кванзы на юге шельфовой зоны экваториальной Восточной Атлантики распространены соляные купола, возникновение которых связано с развитием в доаптское время солеродных эвапоритовых бассейнов [Roberts, 1975]. Открытие уникальных по мощности палыгорскитовых глин в зоне пелагического третичного осадконакопления сразу поставило вопрос перед исследователями о генезисе магнезиальных гидросиликатов в осадках Восточной Атлантики.

Идеальная степень совершенства кристаллов палыгорскита и почти полное отсутствие терригенного материала не оставляли сомнения в аутигенном генезисе палыгорскитов, и авторами отчета по рейсу 2 была предложена гипотеза аутигенного формирования палыгорскита за счет преобразования вулканогенного материала в процессе гальмиролиза [Peterson e.a., 1970]. В качестве дополнительного источника Mg²⁺ предложена возможность обогащения придонных вод Mg-рассолами континентального происхождения.

Для выяснения пространственного и возрастного положения, а также генезиса толщи палыгорскитовых глин в Восточной Атлантике в рейсах 3 и 146/с "Гломар Челленджер" были пройдены скважины в районе бассейнов Канарских островов, Зеленого Мыса и субэкваториальной Атлантики. В скв. 135 и 136 была обнаружена рассеянная палыгорскитовая минерализация в карбонатных осадках преимущественно мелового возраста, идентичная описанной в Среди-Земном море. Аналогичные палыгорскиты составляют до 30% состава эоценовых и меловых отложений в отдельных секциях кернов скв. 13 [Rex, 1970]. Мощные палыгорскитовые глины с содержанием палыгорскита до 90% локализованы севернее островов Зеленого Мыса и южнее о. Мадейры и приурочены в основном к эоценовым отложениям. Авторами отчета по рейсу 14 [Rad, Roch, 1972] в дискуссии по проблеме генезиса палыгорскитов в изученной толще было высказано предположение о диагенетическом преобразовании вулканогенного монтмориллонита в палыгорскит при участии Mg²⁺ и свободной SiO₂, высвобождающихся при девитрификации вулканических стекол и растворении кремнистых организмов, Аналогичное преобразование бентсчитов в палыгорскит, по мнению некоторых исследователей, происходило при формировании известных месторождений палыгорскита во Флориде и Джорджии [Gremillion, 1965]. Предположение о поступлении магнезиальных растворов из рассолов прибрежных и континентальных эвапоритовых бассейнов, просачиваюшихся через проницаемые породы подошвы континентального склона [Peterson e. a., 1970], не нашло подтверждения: скв. 141 в вершине одной из диапировых структур, считавшихся результатом соляной тектоники, были вскрыты не эвапориты, а щелочные базальты.

Палыгорскиты, составляющие незначительную часть глинистой фазы карбонатных и поликомпонентных осадков четвертичного, третичного и мелового возраста, были обнаружены в кернах скважин рейсов 3, 10, 11 и 14 и в Западной Атлантике, однако мономинеральных прослоев у берегов Америки не обнаружено, несмотря на наличие мошных палыгорскитовых глин на континенте (Техас, Флорида, Джорджия). Так, даже в осадках Мексиканского залива и районов Западной Атлантики - бассейнов, примыкающих к областям с мощными палыгорскитовыми третичными месторождениями (Аттапульгос, Джорджия и др.) [Weaver, Beck, 1977], не обнаружено прослоев существенно палыгорскитового состава. Палыгорскитовая минерализация эдесь относится к типу рассеянной и установлена только в древних осадках. Палыгорскит составляет от 1 до 25% в тонких фракциях карбонатных илов и поликомпонентных глин. Исключение составляет лишь интервал 571-580 м скв. 94 рейса 10, в тонкой фракции которого содержание палыгорскита достигает 75% [Zemmels, Cook, 1973b]. В скважинах рейса 11 палыгорскит фиксируется рентгеновским анализом в породах кернов скв. 98, 99, 100 и 104. При этом в четвертичных осадках, представленных карбонатными илами, он присутствует только в разрезе скв. 99, где составляет 9-10% от фракции < 0.002 мм и распространен до глубины 94 м. В разрезах скв. 98. 100 и 104 палыгорскит также приурочен к карбонатным илам миоцен-олигоценового и среднемелового возраста и достигает в отдельных пробах 40% от фракции < 0,002 мм [Zemmels e.a., 1973].

Суммируя сказанное, можно выделить следующие типы палыгорскитовой и сепиолитовой минерализации в осадках Атлантического океана:

1. Мощные слои палыгорскитовых глин, приуроченные к бассейнам вулканических архипелагов Восточной Атлантики. Генезис палыгорскита и сепиолита этих глин дискуссионен, хотя все исследователи признавали аутигенное происхождение большей части палыгорскита, слагающего толщу. Оставались открытыми вопросы об источнике Mg^{2+} , SiO_2 и высоких pH, необходимых для формирования толщи магнезиальных гидросиликатов. В связи с этим палыгорскитовые глины района явились одним из объектов исследования автора и детально охарактеризованы ниже.

2. Локальные проявления гидротермальной сепиолитовой, отчасти палыгорскитовой минерализации, связанные с активными тектоническими зонами (Срединно-Атлантический хребет, трансформные разломы и др.).

3. Рассеянная хемогенная сепиолит-палыгорскитовая минерализация в карбонатных (часто доломитовых) илах разного возраста, связанная с поступлением Mg²⁺ из аридных и полуаридных районов континента.

4. Рассеянная палыгорскитовая минерализация проблематичного генезиса в поликомпонентных, но преимущественно карбонатных илах четвертичного, третичного и мелового возраста с вулканогенной ассоциацией минералов (санидин, вулканическое стекло, цеолиты, пирит, монтмориллонит).

ПАЛЫГОРСКИТОВЫЕ ГЛИНЫ ВОСТОЧНОЙ АТЛАНТИКИ

Палыгорскитовые глины Восточной Атлантики изучались по образцам керна скважин ст. 12 рейса 2 б/с "Гломар Челленджер" (DSDP). В целях сравнения минералогии осадков, прослеживания толщи на площади и установления генезиса использовался материал отчета по глубоководному бурению в районе скв. 12 рейса 2 и скважин рейса 14 (DSDP), вскрывших одновозрастные палыгорскитовые глины с общим протяжением толщи к северу от островов Зеленого Мыса к Канарским островам, параллельно юго-западному побережью Африки, а также материал отчета по скв. 13 рейса 3, пробуренной у подошвы континентального склона южнее островов Зеленого Мыса (рис. 4).

Необходимо кратко рассмотреть историю геолого-тектонического развития района, чтобы представить ту геологическую обстановку, в которой происхолило накопление уникальной толщи палыгорскитовых глин.



Рис. 4. Расположение скважин глубоководного бурения рейсов 2, 3, 14 б/с "Гломар Челленджер" и структурные элементы Западной Африки и Восточной Атлантики 1-4 - элементы строения континента: 1 - докембрийский фундамент древних платформ, 2-3 - осадочный чехол платформ (2 - молодых, 3 - древних), 4 - герцинские складчатые зоны; 5 - скважины и их номера; 6-7 - аномалии: 6 - магнитные, 7 - гравитационные; 8-9 - зоны тектонических разломов: 8 - установленные, 9 - предполагаемые; 10 - диалиры базальтов; 11 соляные купола

Геологическое положение

Группа островов Зеленого Мыса представлена в настоящее время десятью островами вулканического происхождения. Наиболее известны и характерны вулканы Фогу, Санту-Антан и Сант-Ягу, относимые к категории действующих.

Помимо вулканитов, на поверхности островов распространены карбонатные отложения юры (?) – нижнего мела с фауной, характерной для одновозрастных осадков Марокко, Португалии и Центральной Америки [Хаин, 1971]. Эти выходы рассматриваются как свидетельство существования центральной части Атлантического океана по крайней мере с конца юры. Известны также карбонатные отложения эоцена и среднего миоцена и залегающая между ними нижнемиоценовая вулканогенная толща (фонолиты, трахиты, базальты). Излияния базальтов на островах известны также в плиоцене и плейстоцене и продолжаются в настоящее время (вулкан Тенегия, о. Пальма и др.). В базальтах найдены обломки нефелиновых сиенитов, сопоставляющиеся некоторыми исследователями с аналогичными породами Канарских островов и архипелага Лос близ Конакри (Гвинея). Щелочной характер вулканизма выражен отчетливо [Хаин, 1971; Заварицкий, 1944; Serralheiro e.a., 1974].

Прилегающая западная часть Африканского континента представляет собой Сахарскую плиту Африкано-Аравийской платформы, граничащую на крайнем западе с периокеаническими прогибами, заполненными мощными осадками позднего мезозоя и кайнозоя. Пограничные зоны прогибов выражены ступенчатыми разломами. На отдельных участках периокеанические прогибы выклиничаются и глыбы докембрийского фундамента непосредственно граничат с "паралиогеосинклиналями" (по терминологии Дж. М. Кея) вдоль краевых швов.

Между широтами, ограничивающими рассматриваемый район, развита зона разломов атлантического побережья Африки. Эта зона сочленяется на севере с Южно-Атласской зоной разломов, представленной Атласской горной страной, и Южно-Атласским глубинным разломом, зарождающимся на западе в районе молодого вулканического архипелага Канарских островов (см. рис. 4). На югє у Гвинейского залива эта зона срезается глубинным разломом, ориентированным с северо-северо-запада на юг-юго-восток, названным Э.Кренкелем Эритрейским. В свою очередь, направление запад-юго-запад - восток-северовосток северного ограничения (Южно-Атласский разлом): получило название Атласского. Разломы этих же основных направлений отчетливо проявлены и во внутренней структуре платформы, где вдоль них нередко возникают грабены. Меридиональное направление разломов и тектонических структур Сахарской плиты считается более древним. Начиная с середины протерозоя вплоть до новейшего геологического времени эти разломы в сочетании с более молодыми близширотными определяли характерное глыбовое строение региона.

Эпоха опусканий, начавшаяся в конце юры или в начале мела, охватила разные участки побережья Атлантического океана в различное время. Зона периокеанических погружений, там, где она является наиболее широкой (Сенегал, Габон, Ангола), в структурном отношении сложна. На некотором расстоянии от ее внутреннего края наблюдается обратный подъем фундамента с образованием горстовых поднятий, в полосе которых интенсивно проявлен щелочно-базальтовый вулканизм. Строение южной части зоны погружений на восточном побережье Гвинейского залива осложнено проявлением соляной тектоники, обусловленной присутствием эвапоритов в разрезе нижнего мела. Глыбовые дислокации разделяют рассматриваемую зону опусканий на отдельные заливообразные впадины – бассейны, возможно, соединяющиеся в полосе шельфа и, вероятно, отграниченные от Атлантического океана системой своеобразных баров.

Тектоническая активизация произошла в позднем мелу. На рубеже мела и полеогена и в самом начале палеогена начались движения по разломам и щелочной вулканизм (до нефелиновых базальтов) в Южной Анголе, в массиве



Рис. 5. Геологический разрез бассейна Гао [Милло, 1968]

1 – отложения верхнего континентального комплекса; 2 – верхнезоценовые конгломераты; 3 – среднезоценовые отложения с фосфатами; 4 – ипрские, палеоценовые, датские отложения; 5 – верхнемеловые (морские) отложения; 6 – фундамент

Тибести, в районе Зеленого Мыса (вулкан Мамель). Во второй половине миоцена продукты извержения носят более кислый характер в центральных областях, продолжая оставаться щелочными лишь в районах вулканических островов. Возможно, там, где кислые и щелочные эффузивы встречаются в небольшом количестве, они могут быть дифференциатами щелочно-базальтовой магмы [Милановский, 1969; Короновский, 1967]. Н.В. Короновский считает характерным некоторое запаздывание вспышек эффузивной деятельности по отношению к моментам усиления тектонической активности.

В среднем плиоцене происходят значительные поднятия и вулканизм в Камеруне и на вулканических островах Фернандо-По, Зеленого Мыса, Канарских. Продукты этого вулканизма имеют обычный базальтовый состав с подчиненным значением щелочных эффузивов.

В позднем мелу западную часть Африканской платформы охватывают наиболее интенсивные погружения. Считается, что с этого времени Африканский континент приобрел современные очертания. В начале турона развивающаяся трансгрессия приводит к вторжению моря в глубь Сахары в районе Сенегальского периокеанического погружения и по синеклизам Ааюм, Тиндуф; пройдя между Туарегским массивом и массивами Регибатским и Тибести, море соединяется по грабенам Гао и Бенуэ с Гвинейским заливом. Это был период заполнения известных периокеанических зон погружений, синеклиз и грабенов внутри континента мощными карбонатно-терригенными осадками. В Сенегальском заливе, грабенах Гао, Бенуэ, Дагомен, Габона и Нигерии мощность верхнемеловых отложений варьирует от 2000 до 5000 м. В начальную фазу меловой трансгрессии в крупнейших периокеанических бассейнах Западной Африки – Габонском, Нижнего Конго, переходящих в бассейн Кванзы в Анголе, накапливается мощная соленосная толща. Для всех зон погружения, начиная от севера западной части до южной границы Анголы, характерен ступенчатый рельеф фундамента, причем ступени ограничены или резкими флексурами, или (и) разрывами, переходящими в осадочный чехол, подъемами фундамента к западной части, где в начальный период погружения и в дальнейшем развивался интенсивный щелочно-базальтовый вулканизм.

В начале палеогена море занимало ту же площадь, но со среднего палеоцена типично морские карбонатные осадки сменяются более глинистыми, затем континентальными, хемогенно-эвапоритовыми. В этот период, по мнению ряда исследователей, происходит вынос с континентальных поднятых участков растворенных Al, Mg, SiO₂ и в резко щелочных условиях центральных лагун и окраинных эвапоритовых бассейнов возрастает роль новообразований, в част-



Рис. 6. Меловые и третичные бассейны (штриховка) Западной Африки [Милло, 1968]

ности палыгорскита, сепиолита, фосфоритов. Таким образом формировались мощные хемогенные толщи. В центральной части бассейна Сенегала скважиной вскрыта глинисто-карбонатная толща (до 500 м), глинистая фракция которой на 100% сложена палыгорскитом и сепиолитом. В распределении этих двух минералов наблюдаются два максимума – позднепалеоценовый и ипрский. Палыгорскит отмечен в ассоциации с монтмориллонитом, причем последний нацело вытесняет палыгорскит к периферийным частям бассейна. Те же условия сохраняются в третичных бассейнах Дагомеи, Гао и Берега Слоновой Кости. Типичным разрезом со ступенчатым фундаментом, мощной толщей меловых отложений и перекрывающей хемогенной толщей третичных глин является бассейн Гао (рис. 5). Меловые и третичные отложения периокеанических погружений близки к отложениям центральных грабенов. Эти погружения характеризуются резким поднятием фундамента к западу по наклонным или вертикальным вэбросам (рис. 6). Осадконакопление этого времени сопровождалось интенсивными подвижками и излияниями базальтов щелочного ряда.

Типы пород

Материалы этого раздела основаны на результатах изучения кернов скв. 12 рейса 2 б/с "Гломар Челленджер". Профиль рейса 2 (рис. 7) проходит через Атлантический океан от восточного побережья Северной Америки (скв. 8) до континентального склона Западной Африки (скв. 12). Скважины ст. 12 пройдены у подошвы континентального склона Западной Африки и островов Зеленого Мыса. Координаты скважины – 19°40' с.ш., 26°0' в.д. Столб воды над вскрыттыми осадками – 4557 м. Совокупностью скв. 12 В, 12 С и 12D вскрыт разрез осадков от морского дна до глубины 218,5 м. Скв. 12D не вышла из четвертичных нанопланктон-фораминиферовых илов и в настоящей работе не рассматривается. Состав и возраст пород скв. 12B и 12С и индексация изученных образцов представлены в табл. 1. Во время бурения было отобрано 72 м керна по трем скважинам. На глубине 218,5 м бурение было прекращено в связи с поломкой долота о неизвестный твердый слой, перекрытый глинисто-карбонатным илом. Прежде чем переходить к характеристике отдельных типов пород, необходимо сделать несколько методических замечаний.

Образцы пород, вскрытых этими скважинами, были получены в небольших стандартных навесках (~6 г). В связи с ограниченностью материала была проведена серия опытных работ с целью разработки наиболее приемлемой ме-



Рис. 7. Расположение скважин рейса 2 б/с "Гломар Челленджер"

тодики фракционирования и анализа с учетом специфики материала. Перед обработкой столь незначительного количества материала мы ставили себе задачу извлечь наиболее полную информацию, отвечающую основной цели исследования – установлению литолого-минералогических особенностей палыгорскитоносной толщи с прослеживанием последовательных путей преобразования исходного материала в процессе седиментогенеза и стадий диа- и эпигенетических изменений.

Все образцы представляли собой тонкодисперсную высокопористую, слабо влажную, чрезвычайно пластичную глинистую породу (табл. 2). Фракционирование осадков производилось обычным водно-суспензионным методом с последовательным сливом фракции <0,001 мм через 24 ч., фракции 0,001-0,002 мм через 6 ч и т.д. Отмывка крупных фракций >0,01 мм проводилась по методу Сабанина. Предварительно намоченная глина осторожно растиралась пальцами в фарфоровой чашке до устранения сгустков. Резиновая пробка для растирания не употреблялась в целях сохранения первичной размерности фракций и сохранения хрупких компонентов (вулканических стекол, органических остатков, цеолитов и др.).

Глины палыгорскитового состава обнаружили в процессе разделения на фракции тиксотропные свойства и способность к образованию коллоидоподобной суспензии. Причина этого – чрезвычайно удлиненный габитус кристаллов палыгорскита в океанических глинах, образующих сплетенные войлокоподобные хлопья, при размучивании захватывающие в тонкие фракции более крупные частицы. Сказалась также и солеустойчивость суспензии палыгорскита, обусловленная особенностями кристаллического строения палыгорскита, повышенной гидрофильностью и размещением основного количества обменных адсорбционных позиций во внутрикристаллических каналах (см. гл. 1). Потребовалось значительное разбавление (увеличение водной фазы) и стабилизация суспензии с помощью пирфосфата натрия, увеличивающего pH среды.

Схема обработки проб палыгорскитовых глин представлена в табл. 3. Фракции от <0,001 до <0,01 мм подвергались рентгено-дифрактометрическому анализу (ориентированных и неориентированных препаратов). Отдельные фракции, в основном наиболее мономинеральные, исследовались термовесовым анализом. Фракции 0,01-0,05 и >0,05 мм изучались под микроскопом в иммерсионных препаратах параллельно с изучением шлифов пород. При необходимости уточнения диагностики отдельных зерен производились качественные микрохимические реакции на отдельные элементы (Fe⁺², Fe⁺³, Mg⁺², Ca⁺²). Все породы и отдельные фракции были изучены под электронным микроскопом как

Номер образ– ца	Номер станции, керна, секции и интервал от- бора, см	Глубина. отбора керна, м	Возраст	Характеристика породы
41	12C-4-2-40-42	37	Плиоцен	и Ил темно-серый, наноплан- ктон-фораминиферовый
42	12C-4-3-100-102	38		Порода желто-палевая, алев-
43	12C-5-1-135-137	48	•	ротуффитовая (обр. 42), в тонком переслаивании с на- нопланктон-фораминиферовы- ми (обр. 43) илами. Свежие и разложенные вулканиче- ские стекла разной основ- ности
44	12C-5-2-60-71	48,5	-	Порода серовато-желтая,
45	12C_5_3_69_71	49,5		алевротуффитовая, участка-
4 6	12C-6-1-144-146	59	•	ми брекчиевидная, с облом- ками измененных туфов
47	12C-6-2-15-17	59,5	-	Порода темно-коричневая, алевротуффитовая, с корко- подобными обломками тодо- рокита; вулканические стек- ла преимущественно основ- ные, разложенные, санидин, единичные обломки мелилита
48	12C-9-2-25-27	85,5	Эоцен	Глина светпо-серая, палы-
49	12C-10-1-100-102	97,0	-	горскитовая, со смектитами,
50	12C-11-1-1-73-75	104,5	•	каолинитом и вулканически-
51	12C-12-1-85-87	113		ми стеклами, цеолитами, са-
52	12B-1-1-22-24	113,5	-	нидином и незначительной примесью терригенного квар- ца и полевых шпатов; в обр. 52 в крупных фракциях тодорокит и мелилит
53 54	12B-2-1-135-137 12B-2-2-40-42	162 163,5		Палыгорскитовая, почти мо- номинеральная глина с не- значительной примесью смек- титов, санидина, цеолитов и вулканических стекол

Таблица 1

Типы пород из разреза ст. 12 б/с "Гломар Челленджер"

методом просвечивания электронным пучком суспензии (ПЭМ), так и методом сканирования поверхности скола (СЭМ).

По схеме, представленной в табл. 3, обрабатывались образцы всех пород разреза ст. 12, за исключением карбонатных. В образцах нанопланктон-фораминиферовых илов (обр. 41, 43) освобождение от карбонатов, препятствующих стабилизации суспензии, диспергированию и отмучиванию тонких фракций, проводилось методом электродиализа с током CO₂ в анодную камеру. Кислотное разложение, рекомендуемое некоторыми исследователями [Зленко и др., 1969], связано с частичным растворением палыгорскита и сепиолита, что было доказано опытными работами химической лаборатории ГИН АН СССР. В остальном принятая схема сохранялась. Марганцово-железистые корки из обр. 47 изучались методом рентгеновского анализа (дебаеграммы) с предварительным установлением марганца спектральным анализом и микрохимической реакцией на Mn⁴⁺ с помощью обработки уксуснокислым бензидином.

Определение процентных соотношений минералов в крупных фракциях проводилось по методу, рекомендуемому В.П. Петелиным [1961] для исследования океанических осадков. Зерна подсчитывались по нескольким иммерсион-

Т	a	бл	И	ца	2
---	---	----	---	----	---

Гранулометрический состав пород из разреза ст. 12 б/с "Гломар Челленджер", %

Номер о бразца	<0,001mm	0,001 - 0,002 мм	0,002 - 0,005 мм	0,005 0,01 мм	0,01 - 0,05 мм	>0,05 _{мм}
	1		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·		1	1
41	55,5	44,5	•			
42	50,0	8,4	16,7	17,5	6,7	0,7
43	48,1	7,2	19,2	12,0	4,8	8,7
44	28,8	14,3	31,6	17,2	0,6	7,5
45	60,2	17,2	13,6	8,6	0,2	0,2
46	27,2	22,6	20,3	18,2	4,5	7,2
47	48,7	12,1	11,4	10,7	1,4	15,7
48	87,2	4,6	11,6	16,3	2,3	28,0
49	79,6	2,8	7.8	7,8	1,4	0,6
50	51,2	1,3	2,7	21,6	9,4	13,8
51	79,4	3,1	4,1	6,2	4,1	4,1
52	100,0		-	· _ ,	-	-
53	92,5		6,45		1,05	
54	72,6	4,9	8,8	9,8	2,9	1,0

Примечание. Характеристика пород дана в табл. 1.

~

Таблица З

Схема обработки глинистых пород из разреза ст. 12 б/с "Гломар Челленджер"





Рис. 8. Разрез по скв. 12В и 12С глубоководного бурения, содержание ведущих компонентов и дифрактограммы для фракции <0,001 мм

1 - нанопланктон-фораминиферовые илы; 2 - фаунистически окарактеризованные слои; 3 - прослои вулканогенного песка; 4 - пепловые прослои; 5 глины; 6 - железомарганцевые корки и конкреции; 7 - цеолит-кристобалитовые породы; 8 - радиоляриевые осадки; 9 - кремни; 10 - доломитовые илы; 11 - базальты; 12 - установлено по косвенным данным или с использованием материалов по бурению [Peterson e.a., 1970] 32 ным препаратам в количестве 200-300. Во фракциях >0,05 мм, составляющих часто значительную долю породы, статистический подсчет не проводился из-за резких колебаний размерности зерен, представленных крупными обломками марганцовистых корок или агрегатами глинистых частиц и фрамбоидами пирита.

В разрезе глубоководных осадков ст. 12 (рис. 8) по изученным образцам выделены три типа пород: 1) нанопланктон-фораминиферовые илы и глинистые породы четвертичного и плиоценового возраста (интервал 33,2-41,8 м); 2) алевротуфитовые бескарбонатные поликомпонентные плиоценовые глинистые породы, в верхней части разреза переслаивающиеся с карбонатными глинами плиоцена (41-59 м); 3) нулканогенные глины преимущественно палыгорскитового состава, в нижней своей части датируемые как отложения раннего воцена (75-160 м).

Интервал 59-75 м представлен чрезвычайно раздробленным и неполным керном, бо́льшую часть которого, по материалам отчета по глубоководному бурению DSDP [Peterson e.a., 1970], составляют палыгорскитовые и цеолитсодержащие глины.

Нанопланктон-фораминиферовые глинистые породы

Эти отложения представлены обычно коричневато-серыми до темно-серых пластичными, довольно однородными породами. Гранулометрический состав их отражен в табл. 2.и на рис. 9. В шлифах породы имеют алевропелитовую и органогенную структуру. Текстура массивная, иногда слоистая, подчеркнутая ориентацией удлиненных зерен, чешуек глинистых агрегатов. Отмечается пятнистость, обусловленная наличием ходов илоедов, выполненных более свежим



Рис. 9. Гранулометрический состав пород скв. 12 б/с "Гломар Челленджер" 1 - фракции: <0,001 мм, 2 - 0,000-0,002 мм, 3 - 0,002-0,005 мм, 4 - 0,005-0,01 мм, 5 - 0,01-0,05 мм, 6 - >0,05 мм; образцы: 43 - нанопланктон-фораминиферовый ил после электродиализа, 42 и 46 - поликомпонснтные алевротуффитовые породы, 49, 51 и 53 - палыгорскитовые глины, в обр. 53 фракции 0,001-0,01 мм не разделены 390

Номер образ ца	Интервал опробова ния, м	Порода	Содержание фрак- ции >0,01 мм, %	Књарц	Полевые шпаты измененные	Санидин	Плагиоклазы	
42	37-42	Алевротуффито-	7,4	28	18	2	7, 5	I
43	37-42	Нанопланктон фораминиферо вый ил	13,5	25	13,5	-	1,5	
44	37-42	Алевротуффито вая порода	8,1	26	20	1	5	
45	47-51	Тоже	0,4	20	22	-	3	
46	58-60	То же, с брек чиевидной тек стурой:	11,7	9	9	0,5	8	
47	58_60	То же, с гидро- окислами Ма и Fe	17,1	12	10	4,5	3	
48	85_87	Палыгорскито- вая глина	30,3	7	3	6	-	
49	96-97	Тоже	2	-	-	5	-	
50	104-106		22,8	4	-	4	-	
52	113	*	1,9	5	5	1	-	
53	161-163	•	1,05	10	2	11	-	
54	161-163	*	2,9	12	8	4,5	-	

Таблица 4. Минеральный состав фракции

Таблица 4

Номер о браз ца	Интервал опробова ния, м	Порода	Содержание фрак- ции >0,01 мм,%	Глауконит	Мелынт	Гельвин	Апатит	
42	37-42	Алевротуффито- вая порода	7,4	2	-	• -	-	
43	37_42	Нанопланктон- фораминиферо- вый ил	13,5	1	-	-	-	
44	37-42	Алевротуффито— вая порода	8,1	-	-	-	1	
45	47-51	То же	0,4	-	-	-	1	
46 ·	58-60	То же, с брек- чиевидной тек- стурой	11,7	-	-	-	2	
47	58-60	То же, с гидро- окислами Мп и Fe	17,1	-	3	1	2	
48	85 - 87	Палыгорскито- вад глина	30,3	2	?	-	2	
49	96-97	То же	2	-	_		3	
50	104– 103		22,8	1	-	-	2	
52	113		1,9	1,5	51	-	3	
53	161-163		1,05	5	0,5	-	-	
54	161-163		2,9		?	-	2,5	5

Примечание. Фракция < 0,05 мм в обр. 47 и 53 на 90% представлена обломжами тодорокитовых корок (до 1,5 см). Трудноопределимые зерна – об-

	Пироксены	Споды	Porobas of- Mahka	Стекла основные неизмененные	Стекла изме- ненные	Стекла кислые	Палагокит	Arperatw cmek- tktos	Агрегаты палы- горскита	Клиноптилолит	Кристобылит
-	2	11	1	0,5	7,5	4	r –	2,5	-	-	_
	1	5	-	-	2,5	1	-	6	-	1,5	-
	-	14	1	2	2,5	5,5	1	4	-	3	-
	1 0,5	7,5 5,5	1,5 -	4,5 12	2 20	11 4	? ?	7 13	-	1,5 7	-
	-	4	-	2	13	5	2	5	5	1,5	0,5
	-	1	-	4	10	3	2	-	45	5	2
		- - 1 0.5		3 5 - 3 5	25 30 21 15 14	2 - 1 1	2 3 - 1 2		40 30 40 35 30	8 5 4 3 2	? - 3 4
	OKOH 401	ние)									
_						T					
	Циркон	Гематит	Магнетит	Пирит	Тодорокит	Окислы железа	Гарниерит	Фораминиферы, . кокколиты	Радиолярии, диа- томен-спикулы	Фосфатфрагм ситы (зубы, кости)	Трудноопределя- емые зерна
-	Гінрион З	C Femerat	Marwerur	і Пирит	Тодорокит	ОКИСЛЫ ЖЕЛЕЗА	і Гаринерит	орамкинферы, . кокколиты	сл Радиолярии, диа- томея-спикулы	т фосфатфрагменты (зубы, кости)	Трудноопределя- о емые зерна
	Homdull 3	Temarur 0,2	1.5	і Пирит	 Годорокит 	C ORNCILM MENESE	I 1 Гаринерит	сс фораминиферм, коккопитм	с ся Радиолярии, диа- ся томея-спикулы	т т фосфатфрагм ситы (зубы, кости)	Трудноопредела-
-	Homduil 3 1	Гематит 0,5 4 3	илаглегия 1,5	і і Парит	Годорожит	9 I C ORICHIA MERESA	г I I Гаринерит	- 25 р Фораминиферы, - кокколитъм	5 5 5 Радиолярни, диа- 5 7 томея-спикулы	1 1 t doccharthpartmetrus (syfes, mocru)	1 20 0 емые зерна
	Homdul] 3 1 3 1	C. 5 4 3 5	- 1,5 1 - 0,5	IIIIIII	і і і і і Тодорожит	ожнсин женеза 3 - 6 1,5 2	I I I I I Гаринерит	1 1 - 2 1 форалиниферы,	2.5. 7. 5. 5. 5. 5. 5. 5. 5. 5. 5. 5. 5. 5. 5.	1 1 2 1 1 (syfes, socra)	- Tryinoonpersense Tryinoonpersense 6 8 - 16 19
	Horaduil 3 1 3 1 3	Therefore 0,2 4 3 1 3	1,5 1,5 1 0,5	тирит I I I I I I I	С I I I I Тодорожит	ожнсли женеза 3 - 6 1,5 2 -	I I I I I I Гаринерит	индефининие do ф 1 37	- 2. 2. 2. 2. 2. 2. 2. 2. 2. 2. 2. 2. 2.	1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 2 1 1 1 2 1	-subtraction of the second of
	Homdull 3 1 3 1 3 2	Temeter 0,2 4 3 1 3 1 3	LHLIGHLINW - 1,5 1 - 0,5 1 2	танфиц 1 1	Годоровит	ожисли женеза Ожисли женеза 1,5 2 -	і і і і і І І	индефиницие офо	томен-спихулы 2 2 5 5 4 1	1 1 0 0 0 0 1 1 1 2 1 1 1 2 2 2 2 2 5 2 5 2 5 2 5 2 5	тине силие силие с с с с с с с с с с с с с с с с с с с
	HOMdull 3 1 3 1 3 2	ыналына 0,5 4 3 -	1,5 1 0,5 1 2 1	Landball	1 – 6 – – – – Тодорокит	о Синсин женеза 3 - 6 1,5 2	· Гарияерит	и соранинферми.	- томен-спикулы 2 2 2 5 5 4 1 2 2 2 5 5 2 5 5 2 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5	1 1 1 2 2 1 1 1 2 1 1 2 1 1 2 1 1 2 1 1 2 1 1 1 1 2 1	Liphinkonthetaerererererererererererererererererere
	Homduli 3 1 3 1 3 2 -	0, 4 3 3	LALLOH LINW - 1,5 1 - 0,5 1 2 1 -	ыяdяці і і і і і і і і і і і і і і і і і і	1 I I С I I I I I Годорожит	ожносим женеза 3 - 0 1,5 2 - 1 2	I Т I I I I I I I I I I I I I I I I I I	инферминирово 37 1 1	- синкулы 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2	1 1 1 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0	-suetrednoonuiddL 6 8 16 19 2 14 2
	Homduil 3 1 3 1 3 2 	U,5 4 3 7 1 5 1 1 5 1	LHLIGHLINW - 1,5 1 - 0,5 1 - 1,5 1 - 1,5	Landby []		ожисли женеза 3 - 6 1,5 2 - 1 2 1 8	Г. Г	индефиницие офо	- синтупна 5 2, 5 2 3,5 5 2, 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5 5	1 1 1,5 2 2 1 2 1,5 1 1 1,5 2 2 1 2 1,5 1	-suetrednoontiddL 6 8 - 669 2 - 4243

>0,01 мм образцов из разреза ст. 12 б/с "Гломар Челленджер"
| <u> </u> | Обр. 41 | | | | |
|--------------------------------|---------|-----------|----------------------------|----------------------------|--|
| Компоненты | Порода | <0,001 мм | 0,00 1-
0,002 мм | 0,002 -
0,005 мм | |
| SiO ₂ | 25,00 | 44,10 | 37,71 | 27,20 | |
| TiO_2 | 0,68 | 0,80 | 0,69 | 0,70 | |
| Al_2O_3 | 7,97 | 21,50 | 17,41 | 7,73 | |
| Fe ₂ O ₃ | 3,55 | 9,42 | 6,62 | 3,67 | |
| FeO | 0,26 | 0,11 | 0,11 | 0,05 | |
| CaO | 29,72 | 1,84 | 12,17 | 29,83 | |
| MgO | 1,28 | 2,84 | 2,49 | 1,14 | |
| MnO | 0,10 | 0,14 | 0,16 | 0,10 | |
| Na ₂ O | 1,43 | 0,39 | 0,39 | 0,47 | |
| К ₂ О | 1,51 | 2,07 | 2,01 | 1,45 | |
| H ₂ O ⁺ | 3,48 | 10,60 | 7,90 | 3,80 | |
| $H_{2}^{-}O^{-}$ | 1,59 | 5,84 | 3,15 | 1,52 | |
| CO2 | 22,80 | 0,10 | 8,88 | 22,80 | |
| с | 0,04 | 0,20 | 0,07 | Нет | |
| P ₂ 0 ₅ | 0,08 | 0,18 | 0,15 | 0,10 | |
| Сумма | 99,51 | 100,13 | 99,91 | 100,56 | |
| SiO _{2 кварц} | 4,97 | He onp. | 1,95 | Не опр. | |
| SiO _{2 аморф} | Не опр. | | Не опр. | | |

Химический состав нанопланктон-фораминиферовых илов

алевритовым материалом. Основная масса породы состоит из тонкоагрегатного карбонатно-глинистого вещества. Органогенная часть составляет от 30 до 60% материала, распределена довольно неравномерно и представлена кокколитами и фораминиферами различной размерности в обломках и сохраненных формах. Стенки фораминифер в большинстве своем раскристаллизованы, сложены веерно поляризующими агрегатами кальцита. Степень раскристаллизации стенок фораминифер и глинистого материала, выполняющего камеры, нарастает с глубиной. Одновременно намечаются выравнивание размерности и состава, а также более отчетливое проявление слоистости. В табл. І представлены снимки внутренней части типичной фораминиферы, выполненной тонкокристаллическим агрегатом, состоящим из пластинчатых и игольчатых кристаллов низкопреломляющего минерала (цеолит), глобулей глауконита размером около 0,005 мм и цементирующей массы слабополяризующего глинистого минерала с показателем преломления n<1,54 представленного каолинитом.

В глинисто-карбонатном агрегате рассеяны обломочки терригенного, скорее всего золового, кварца размером до 0,05 мм. Кварцевые зерна имеют угловато-окатанную форму, часто значительно корродированы. Границы у зерен нечеткие, изъеденные. В еще большей степени изменены полевые шпаты, составляющие 5-10% фракций 0,01-0,05 и >0,05 мм и представленные как из разреза скв. 12С б/с "Гломар Челленджер", %

	Обр. 43				
0,005 - 0,01 мм	Порода	<0,001 мм •	0,005 - 0,01 мм		
40,63	28,32	47,11	61,36		
0,78	0,57	0,78	0,94		
8,75	8,14	22,39	17,10		
3,99	5,14	7,81	4,91		
0,13	0,27	0,51	0,14		
21,65	26,26	0,20	0,69		
1,25	1,50	3,19	2,40		
0,09	0,14	0,11	0,15		
0,82	1,22	0,14	1,07		
1,78	1,73	2,71	2,97		
3,46	3,66	9,48	6,38		
1,50	2,40	4,72	0,91		
14,95	19,75	0,33	0,28		
Нет	0,27	Нет	0,32		
0,15	0,15	0,13	0,05		
99,93	99,52	99,91	99,67		
20,20	Не опр.	Не опр.	19,57		
1,89	. .	•	2,28		

кислыми, так и основными разностими. Для породы характерно присутствие тонких слюдоподобных чешуек гидроокислов железа, вокруг которых порода интенсивно окрашена в желто-охристые цвета. Как известно, внешняя часть корок закаливания базальтовых тел при подводных излияниях состоит из стекловатой, обогащенной окисным железом массы огненно-красного цвета [Мэтьюз, 1973; и др.], весьма неустойчивой и "отшелушивающейся" от базальтового тела. Возможно, чешуйки железистого состава имеют аллотигенно-вулканогенную природу и связаны именно с подобными корками закаливания. В шлифах и фракциях отмечены также пластинки слюд мусковитового и биотитового ряда и редкие таблички цеолитов. Последние явно аутигенны, связаны с изменением вулканических стекол и полевых шпатов. Они имеют четкую таблитчатую форму, чисты и водянопрозрачны. По оптическим данным и отсутствию двойников, свойственных филлипситу, близки к клиноптилолиту.

В иммерсионных препаратах (табл. 4), кроме перечисленных минералов, присутствуют угловатые обломки вулканических стекол разной основности, зерна циркона, единичные обломки моноклинного пироксена и цоизита. Вулканические стекла по составу довольно разнообразны, содержание SiO₂ варьирует от 55 до 30%. Основные стекла чаще всего разложены и замещены агрегатно-поляризующим палагонит-пелитовым агрегатом серовато-зеленого

	Обр. 41					
Компоненты	Порода	>0,001 мм	0,002 - 0,001 мм	0,00 2- 0,005 мм		
SiO ₂	50,00	44,10	47,1	56,0		
TiO ₂	1,36	0,80	0,84	1,44		
Al ₂ O ₃	15,94	21,50	21,80	15,95		
Fe ₂ O ₃	7,10	9,42	8,30	7,47		
FeO	0,52	0,11	0,14	0,10		
CaO	1,48	1,80	0,59	1,71		
MgO	2,56	2,84	3,11	2,35		
MnO	0,20	0,14	0,20	0,20		
Na ₂ O	2,86	0,39	0,49	0,97		
K ₂ O	3,02	2,07	2,51	2,99		
Н ₂ О+	6,96	10,60	9,88	7,83		
H ₂ 0 ⁻	3,18	5,84	3,94	3,13		
CO ₂	Her	Her	Her	Her	۰.	
С	0,08	0,20	0,09	•		
$P_{2}O_{5}$	0,16	0,18	0,19	0,2		
Сумма	98,12	99,99	99,18	100,24		

Химический состав нанопланитон-фораминиферовых илов,

цвета. Кислые стекла характерной оскольчатой формы в крупных фракциях свежие, неизмененные.

Рентгеновский анализ ориентированных и неориентированных препаратов породы показал преобладание кальцита, присутствие кварца, полевых шпатов, каолинита, смектитового минерала и небольших количеств слюды и хлорита. Во фракциях <0,001, 0,001-0,002 и 0,002-0,005 мм постоянно присутствует монтмориллонитовый минерал, который не отмечался в отчете по глубоководному бурению (DSDP). Он определяется по рефлексам $d_{(001)}$ 13,4 Å в природном состоянии и 21 Å при насыщении глицерином (см. рис. 8). Ступенчатый и размазанный характер этого базального рефлекса свидетельствует о начальных стадиях кристаллизации монтмориллонитового минерала из аморфной фазы, большое количество которого подтверждает также значительное гало. Отмечены довольно высокое содержание каолинита в силикатном материале и небольшая примесь слюды и хлорита. Содержание кварца увеличивается при переходе к более крупным фракциям; во фракции 0,005-0,01 присутствуют только кварц, полевые шпаты и слюды.

С помощью электронной микроскопии в суспензии породы (табл. Ii) установлено присутствие среди глинистых минералов значительного количества типичного для океанических пелагических глин игольчатого минерала, образующего иногда метелкоподобные скопления и идентифицированного по базальному рефлексу примерно 12,6 Å (метод микродифракции) как Fe-монтмориллонит,

		Обр. 43	
0,005 - 0,01 мм	Порода	>0,001 мм	0,005- 0,01 мм
61.3	51.8	47.1	61.60
1,18	1,04	0,78	0,95
13,20	14,9	22,39	17,2
6,02	9,4	7,81	4,94
0,20	0,49	0,51	0,14
3,93	2,11	-	0,33
1,89	2,74	3,19	2,41
0,14	0,26	0,11	0,15
1,24	2,23	0,44	1,07
2,68	3,16	2,71	2,99
5,21	6,68	9,48	6,42
2,26	4,39	4,72	0,91
Нет	Нет	Her	Нет
•	0,49	•	0,32
0,26	0,27	0,13	0,05
99,51	100,06	99,38	99,48

пересчитанный на бескарбонатное вещество (по данным табл. 5), %

неустойчивый при кислотной обработке [Коссовская и др., 1975; Коссовская, Шутов, 1976]. Наряду с хорошо окристаллизованными иголками присутствуют неправильные частицы с войлокоподобными краями. Обращает внимание довольно значительное количество мелких (<0,002 мм) кристаллов каолинита с четкими гексагональными ограничениями. Единичные ромбоэдрические таблички принадлежат, возможно, цеолитам или доломиту. Присутствуют обломки, а иногда и целые формы кокколитов и неправильные частицы обломочных слюдистых минералов (дающих четкую микродифракционную картину), края которых часто "распушены". В отчете по бурению (DSDP) в карбонатных и бескарбонатных алевротуффитовых глинах в интервале 47-51 м отмечено до 20% палыгорскита. Нами, по данным рентгеновского анализа, палыгорскит не обнаружен. В некоторых фракциях есть следы рефлекса $d_{(110)} = 10,6$ Å, но однозначно относить его к палыгорскиту нет оснований. Игольчатый габитус Fe-монтмориллонита не позволяет отличить от него кристаллы палыгорскита на электронно-микроскопических снимках.

Химический соотав пород валовый (табл. 5) и пересчитанный на бескарбонатное вещество (табл. 6) обычен для среднего состава глубоководных океанических глин, изученных по скважинам рейса 2 и известных по литературным данным [Коссовская и др., 1975], и соответствует химическому составу продуктов разложения базальтов [Мэтьюз, 1973]. Несмотря на значительную примесь обломочного материала, присутствие его не может значительно изменить общую химическую характеристику силикатного вещества породы. Состав фракции < 0,001 мм характеризуется повышенным содержанием Al₂O₃, что, по-видимому, связано с обилием каолинита. Повышение содержания кварца в крупных фракциях отражается очень четко в данных химического анализа: во фракция 0,005-0,01 обр. 41 и 43 содержится от 19 до 20% кварца; содержание аморфного кремнезема (в содовых вытяжках), возможно связанного с вулканическим стеклом и частично остатками кремнистых организмов, варьирует от 1,89 до 2,2%.

Бескарбонатные алевротуффитовые поликомпонентные глинистые породы

Эти отложения появляются впервые на глубине 41 м в переслаивании с карбонатными глинами плиоцена, а ниже 41 м составляют основную массу разреза вплоть до глубины около 59 м, с которой осуществляется переход к палыгорскитсодержащим глинам. Из этой части разреза изучены обр. 42-47 (см. рис. 8 и табл. 1-3).

Под микроскопом в шлифах это – обычные массивные глины (обр. 42-45) с довольно однородной тонкоагрегатной алевропелитовой структурой. Алевритовая часть составляет до 10-15%, представлена обломжами вулканического стекла, кварцем, полевым шпатом и чешуйками биотита и мусковита. Из акцессорных минералов в наибольшем количестве присутствует циркон; рудные

		•	•				
A	A		Б	I	3		
d, Å	1	d, Å	1	d, Å	1		
7		1	1 1				
10,1	10ш	9,6	10	9,34	2		
4.8	8ш	4.77	- 8	4.86	10		
4.4	Зш	4.45	-	4,34	2		
_	—	4.20	2ш	-	-		
3.33	6	3.34	100 кварц	3,35	1		
_	-	3,19	2ш	3.07	1w		
2.59	0,5ш	-	-	-	-		
	_	-	-	2,83	3		
2,43	8ш	2,46	3	2,42	2 m		
-	-	2,40	5 .	-	-		
2,33	5	2,35	Зш	-	-		
2,22	1.11	2,22	4	2,23	1		
-	-	_	-	2,17	1		
1,99	1	1,98	2	2,02	1 ш		
-	-	-	-	1,897	0,5		
-	-	-	-	1,790	0,25		
1.7	1ш	1,74	2	1,760	0,25		
1,68	1 m	1,68	-	1,689	0,5		
-	-	1,64	О, 5ш	-	-		
1,57	1ш	-	-	. 🗪	-		
1,54	2	1,53	2	1,556	О,25ш		
1,43	5	1,42	5	1,423	1 ш		
- 1,99 - 1,7 1,68 - 1,57 1,54 1,43	1 1 - 1 1 1 1 2 5	1,98 - 1,74 1,68 1,64 - 1,53 1,42	2 - 2 - 2 - 0,5 m - 2 5	2,17 2,02 1,897 1,790 1,760 1,689 - 1,556 1,423	1 1ш 0,5 0,25 0,25 0,5 - - 0,25 1ш) Э	

Таблица 7

Рентгенограммы тодорокитов

Примечание. А – тодорокит из палыгорскитовой толщи Восточной Атлантики, обр. 47, камера УРС-55, хром, аналитик Г.А. Соколова; Б, В – по данным соответственно Levinson [1960] и Frondel [1953].



Рис. 10. Дифрактограммы алевротуффитовых пород (обр. 42). Fe-монтмориллонитовая и хлоритовая фазы при обработке HCl растворились

а – природный образец; б – то же, насыщенный глицерином; в – то же, прокаленный при 550°С

компоненты представлены незначительным количеством пирита и магнетита. Кроме рудных и акцессорных, все алевритовые зерна часто интенсивно корродированы. В обр. 46 можно наблюдать переход от однородной глины к породе с брекчиевидной структурой, состоящей из обломков измененных туфов. Обломки имеют остроугольную или каплевидную форму с неправильными изъеденными границами. Они сцементированы и частично замещены глинистоцеолитовым агрегатом (табл. III). Такого типа породы в виде прослоев мошностью до 10-12 см встречаются изредка в общей массе массивных глин и описаны в отчете по глубоководному бурению (DSDP) как пропластки и карманы измененных вулканических пеплов. В шлифах видно, что цеолитовый агрегат интенсивно развивается и по плагиоклазам, иногда с полным замещением и сохранением лишь реликтовой формы, а иногда - лишь разъедая границы зерен (табл. IV.a). Некоторые обломки имеют классическую витрокластовую структуру. Рогульковидные частицы стекла кислого ряда довольно прозрачны, изотропны или частично девитрифицированы и слабо двупреломляют в темно-серых тонах (табл. IV,б). Основную часть в иммерсионных препаратах (см. табл. 3) составляют обломки измененного стекла, вытесняющие в породах данного типа терригенные компоненты, представленные кварцем и слюдами. Интересно отметить среди полевых шпатов присутствие санидина до 5%, свежего облика, почти неизмененного (табл. IV,в). Измененные вулканические стекла представлены двумя разновидностями - цеолитизированными и пелитизированными в различных стадиях изменения. Пелитизированные стекла слагают желто-бурые или серовато-желтые обломки реликтовой оскольчатой формы. Раскристаллизация стекла начинается с периферийной части обломков. Преобладающие в процентном отношении (см. табл. 4) цеолитизированные стекла - светло-серые, насыщены мелкими кристаллами цеолитов. Отдельные кристаллы образуют крестовидные двойники и по оптическим константам и покозателю преломления (-1,489) близки к филлипситу. Встречено несколько крупных (>0,05 мм) обломков неизмененного бурого вулканического стекла с показателем преломления 1,546+0,002. В них отмечены тонкие кристал-



Рис. 11. Дифрактограммы алевротуффитовых пород (обр. 44) Условные обозначения см. на рис. 10



Рис. 12. Дифрактограммы алевротуффитовых пород (обр. 47) Условные обозначствя см. на рис. 10

литы, которые по высокому преломлению, форме кристаллов и отрицательному характеру главной зоны диагностируются как апатит.

В интервале 58-60 м (обр. 47) после алевритового прослоя с карманами полевошпатового песка и девитрифицированного вулканического стекла (содержание циркона достигает 1% в валовой пробе) [Peterson e.a., 1970] появляются темно-бурые глинистые породы также алевротуффитового типа, обогащенные окислами марганца с крупными включениями черных остроугольных обломков.

В поперечном разрезе обломки, достигающие размеров 1,5×0,5 см, имеют двухслойное строение: черный слой чисто марганцовистый и более светлый, коричневый, железомарганцовистый. Такое строение свойственно или марганцевым конкрециям, или марганцово-железистым коркам в верхних частях разрезов осадков, подвергшихся термальному "пропариванию" [Андрущенко, Скорнякова, 1969]. Отсутствие сферических форм у изученных обломков скорее свидетельствует о их корковом происхождении, хотя в материалах отчета по глубоководному бурению (DSDP) есть сведения о наличии микро- и макроконкреций [Peterson e.a., 1970].

Рентгеновский анализ неориентированного порошка этих корок показал (табл. 7), что главная фаза этих образований представлена тодорокитом (dx= = 10,1; 2,43; 1,43 Å и др.), марганцевым минералом, генетически часто связанным с вулканогенными породами или осадками, подвергшимися гидротермальному метаморфизму [Соколова и др., 1971; Андрушенко и др., 1975]. Фракция >0,01 мм из марганцевых корок, полученная после удалении гидроокислов марганца и железа, по методу Л.Е.Штеренберга [1973], изучена под оптическим микроскопом в иммерсионных препаратах. Во фракции обнаружен кальцит (до 40%), синтезированный в процессе реакций при удалении гидроокислов Fe и Mn. В значительном количестве присутствуют вулканические стекла преимущественно основного состава. Часть стекол палагонити-

Таблица 8

	Обр. 42					
Компоненты	Порода	<0,001 мм	0,001 - 0,002 мм	0,002 - 0,005 мм	0,005 0,01 мм	
SiO ₂	44,98	47,03	52,33	56,70	66,54	
T_iO_2	0,80	1,12	1,09	1,16	1,09	
Al_2O_3	21,50	18,61	19,19	17,46	18,64	
Fe_9O_3	13,72	12,85	8,72	7,92	5,60	
FeO	0,13	0,11	0,14	Her	Her	
CaO	0,54	1,08	0,86	0,67	0,81	
MgO	3,18	3,58	2,76	2,48	2,77	
MnO	0,30	0,26	0,31	0,31	0,24	
Na ₉ 0	0,25	0,30	0,72	0,90	1,24	
х К ₉ О	2,44	2,44	2,84	3,02	2,83	
H ₂ 0 ⁺ .	7,29	7,23	6,66	6,36	3,88	
H_0	4,58	5,30	3,58	2,71	1,76	
C02	Нет	Нет	Her	Нет	Нет	
с ^г	•		0,04		•	
P ₂ 0 ₅	0,12	0,11	0,14	` #		
Сумма	99,83	100,01	99,57	99,69	100,40	
SiO _{2 KBADU}	3,83	0,83	Не опр.	Не опр.	Не опр.	
I и II вы- тяжки:						
SiO _{2 аморф}	3,85	[,] 3,64	•	2,45	1,89	
Al ₂ 0 ₃	1,50	1,05		0,30	0,70	
Fe ₂ O ₃	0,03	Her	•	0,07	0,07	

Химический состав алевротуффитовых пород

Зирована и пелитизирована, последним свойственно агрегатное или сферолитоподобное угасание. Вулканическим стеклам разных стадий изменения свойственны оскольчато-неправильные формы с четкими ограничениями в отличие от присутствующих агрегатов глинистых минералов типа монтмориллонита с расплывчатыми или "лохматыми" контурами. Такие агрегаты насыщены темной, изотропной или непрозрачной пылью, частично представленной тонкокристаллическим пиритом с хорошо развитыми гранями куба. Встречаются единичные таблитчатые слабо измененные кристаллы моноклинного пироксена, несколько агрегатов волокнисто-сноповидного палыгорскита с Ng|| c = 1,528±0,002, в проходящем свете без анализатора слегка желтоватого, просвечивающего, интерферирующего в сероватых тонах. Оскольчатые обломки полевых шпатов и кварца корродированы. Рентгеновский анализ пелитовой фракции из изученных корок (также после удаления гидроокислов Fe и Mn) показал присутствие каолинита и монтмориллонита с небольшим количеством хлоритовых сло-

•			O 6 p. 44		
	Порода	<0,001 мм	0,001- 0,002 мм	0,002 0,005 мм	0,005 - 0,01 мм
	47,42	46,86	54,72	61,99	.72,48
	1,02	0,82	1,11	1,08	0,94
	20,44	21,52	19,05	17,14	11,32
	9,60	9,06	7,31	5,30	3,88
	0,23	Нет	Her	Her	0,13
	1,54	0,34	0,52	0,48	0,95
	2,43	3,16	2,13	2,80	0,92
	0,28	0,22	0,28	0,35	0,23
	0,21	0,32	0,72	0,96	1,50
	2,44	2,32	3,06	3,22	2,60
	7,37	9,92	7,88	5,11	4,32
	6,45	5,10	2,76	1,56	0,67
	Нет	Her	Q,20	0,13	Нет
	•	0,28	0,18	0,22	•
	0,34	0,11	0,15	0,05	0,08
	99,77	100,03	100,07	100,39	100,02
	1,76	Не опр.	He onp.	Не опр.	Не опр.
	1,75	•		2,13	•
	0,92			0,75	•
	0,02	•		0,21	-

из разреза ст. 12 б/с "Гломар Челленджер", %

ев (рефлекс 14 Å при насыщении глицерином дает смещение до 18,4 Å, а после прокаливания сохраняется пик 18,8 Å), образованных, по-видимому, за счет основных стекол.

Состав фракций >0,01 мм алевротуффитовых глин изучался в иммерсионных препаратах (см. табл. 7). Основными компонентами являются терригенные кварц и полевые шпаты, неизмененный санидин и вулканические стекла, в различной степени измененные и замещенные глинистым, иногда цеолитоглинистым агрегатом: свежие стекла по составу колеблются в широком диапазоне – от кислых до основных, с показателями преломления от 1,530 до 1,607.

Интереско отметить в составе единичных зерен акцессорных минералов, помимо циркона и граната, редкие зерна таких минералов, как мелилит и гельвин. Санидин и два последних минерала генетически могут быть связаны с щелочными и щелочно-основными породами.

Таблица 8

	Обр. 4 5					
Компоненты	Порода	<0,001 mm	0,001 - 0,002мм	0,002 0,005 мм	0,005 - 0,01 мм	
SiO ₂	52,49	47,46	55,47	66,97	77,00	
TiO ₂	0,11	0,54	0,88	1,06	0,80	
Al ₂ O ₃	18,64	21,84	18,63	13,67	9,16	
Fe ₂ O ₃	8,57	7,96	6,66	4,77	2,71	
FeO	Нет	Нет	Нет	0,09	0,10	
CaO	1,97	0,30	0,38	0,36	0,31	
MgO	1,63	2,70	-2,28	1,83	0,84	
MnO	0,31	0,32	0,40	0,37	0,19	
Na ₂ O	1,42	0,36	0,54	0,90	1,08	
К ₂ О	2,63	2,10	2,98	2,68	2,14	
H ₂ O ⁺	6,45	10,15	7,59	5,12	4,13	
н ₂ 0 [—]	5,08	5,92	2,97	1,47	0,98	
CO ₂	Нет	0,11	0,16	0,11	Нет	
С	0,27	0,28	0,45	0,40	0,27	
P_2O_5	0,24	0,10	0,12	0,16	0,09	
Сумма	99,81	100,14	99,51	99,96	99,85	
SiO _{2 кварц}	12,04	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	
І и II вы- тяжки:						
SiO _{2 аморф}	He onp.	•	•		•	
Al_2O_3		•	•	•	-	
Fe ₂ O ₃	•	•	•	-	•	

Рентгеновский анализ показал близость состава всех глинистых фракций алевротуфитовых глин силикатному материалу нанопланктон-фораминиферовых илов и глинистых пород. Во всех образцах отмечены смектит и значительное количество хорошо окристаллизованного каолинита (рис. 10-12; см. рис. 8), который присутствует во всех фракциях до 0,01 мм, включая самую тонкую фракцию <0,001 мм, полученную из субколлоидной суспензии (см. рис. 12). Во фракции >0,002 мм исчезает смектитовый минерал. В обр. 44 и 46 отмечено небольшое количество (до 10%) палыгорскита по базальным рефлексам 10.6 Å, 6.3 Å. В обработанной 10-процентной HC] породе (обр. 42 и 44) сохраняются рефлексы каолинита и исчезают рефлексы смектита. Характер рефлексов в природных образцах говорит о возможном чередовании пакетов монтмориллонитового и гидрослюдистого типа, но исчезновение их после обработки HCl скорее свидетельствует о присутствии ферри-монтмориллонитового минерала, также, возможно, содержещего слон Ге-иллита (?), что хорошо согласуется и с данными электронной микроскопии. На снимках отчетливо видны игольчатые кристаллы, аналогичные стмеченным в вышележащих

(продолжение)

T	O 6 p. 46					
Порода	<0,001 мм	0,001- 0,002 мм	0,002 - 0,01 мм			
46,70	47,60	51,85	62,78			
0,76	0,70	1,02	0,81			
22,62	22,42	20,87	16,74			
8,58	7,98	6,90	4,27			
Нет	0,14	9,55	Нет			
0,28	0,25	0,51	0,69			
2,53	2,21	2,27	1,72			
0,10	0,06	0,09	0,06			
0,10	0,18	0,48	0,73			
1,92	1,84	2,62	2,64			
10,14	9,4	8,66	6,64			
5,54	6,02	3,56	2,52			
0,18	Нет	Нет	0,16			
0,25	0,54	0,57	0,12			
0,14	0,14	0,10	0,04			
99,71	99,52	100,05	99,92			
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.			
. •	•	•				
•		•	-			
•			-			

глинах карбонатного состава (табл. V). Наличие игольчатого ферри-монтмориллонитового минерала затрудняет идентификацию палыгорскита, если он присутствует в небольших количествах. В алевротуффитовых глинистых породах заметно увеличивается количество каолинита как в виде обломков, так и в виде идиоморфных кристаллов-гексагонов.

Химический состав (валовой) пород и фракций <0,001 мм (табл. 8) характеризуется относительно повышенным содержанием Al_2O_3 (18-22%), что, очевидно, связано с увеличением доли каолинията. Содержание кремнезема в валовом составе глин низкое – 44-47%, обусловлено незначительной ролью кремневых организмов в осадконакоплении и только в обр. 45 SiO₂ поднимается до 52-49%, что отражает высокое содержание кварца (по данным химического анализа – 12%). Свободная аморфная SiO₂ практически отсутствует. В содовых вытяжках появляются пропорциональные количества SiO₂ и Al_2O_3 , свидетельствующие о растворения глинистых минералов или вулканических стекол. Состав фракции от <0,001 мм до 0,005-0,01 мм во всех образцах меняется примерно одинаково; растет содержание SiO₂ – до 72-77%,

	Обр. 47					
Компоненты	Порода	< 0,001 мм	0,001- 0,002 мм	0,002 0,005 мм	0,005- 0,01 MM	
SiO ₂	52,14	46,01	52,78	62,41	72,67	
TiO ₂	1,16	1,05	1,44	1,41	1,49	
Al_2O_3	20,24	21,89	19,32	16,17	10,01	
Fe ₂ O ₃	7,55	12,86	8,51	5,58	4,94	
FeO	Her	0,09	Нет	Her	Нет	
CaO	0,67	0,86	0,72	0,62	0,53	
MgO	2,47	2,65	2,33	1,49	1,20	
MnO	0,46	0,51	1,05	0,72	0,85	
Na ₂ O	1,74	0,25	0,56	0,61	0,80	
К ₂ О	2,30	1,94	2,54	2,83	2,14	
H ₂ O+	7,29	7,09	7,79	5,51	3,46	
Н ₂ О [—]	3,88	4,81	3,04	2,05	1,30	
CO2	Her	Her	0,67	Нет	Нет	
С	0,11	0,11	Нет	0,33	0,57	
$P_{2}O_{5}$	0,22	0,13	0,19	0,05	0,10.	
Сумма	100,23	100,24	99,94	99,73	100,06	
SiO _{2 кварц}	He onp.	0,53	He omp.	Не опр.	Не опр.	
Іи II вы— тяжки:						
SiO _{2 аморф}	•	3,08	•	1,82	•	
Al ₂ O ₃	•	1,07	•	0,30	•	
Fe ₂ O ₃	•	0,03	•	0,07	•	

Таблица 8 (окончание)

уменьшается – Al_2O_3 , Fe_2O_3 и MgO. Максимально содержание K_2O во фракция ях 0,001-0,002 и 0,002-0,005 мм, где оно приближается, а иногда превышает 3%; Na₂O достигает максимума во фракции 0,005-0,01 мм, что связано, вероятно, с цеолитами, встречающимися преимущественно в крупных фракциях. В обр. 47 отмечено повышенное содержание MnO от 0,5% во фракции <0,001 мм до 1,05-C,72% в более крупных фракциях. Во всех других изученных образцах содержание MnO составляет первые десятые процента, распределяемые довольно равномерно по всем фракциям породы.

Палыгорскитовые глины

Между верхней (33-59 м) и нижней толщами, начиная с глубины 85 м образцы отсутствуют и, таким образом, переход к толще палыгорскитовых глин не охарактеризован. По описанию в отчете по глубоководному бурению (DSDP) в этом интервале керн часто нарушен. В составе пород отмечается постоянное присутствие палыгорскита до 10-40%, а иногда кристобалита вместе с каолинитом, кварцем и полевыми шпатами.

Мономинеральные палыгорскитовые глины локализованы в интервале 75-160 м (см. табл. 1, рис. 8). Они не представляют собой единую толщу; отмечаются тонкие (1-5 см) прослои пород преимущественно цеслитового состава и вулканических стекол (пепловые прослои). Вся толща лишена фаунистических остатков, однако на глубине 161,5 м встречены радиоляриевые осадки зоцена, содержащие пиритизированные радиолярии и маломощные слои кремней. Керн ниже прослоев кремней чрезвычайно брекчирован, раздроблен. Поэтому принятая мощность палыгорскитовых глин (75-160 м) представляется заниженной. В интервале 214-215 м наблюдается тонкое переслаивание палыгорскитовых глин с породой, обогащенной кристобалитом (до 88,5%) и карбонатными илами с палыгорскитом и сепиолитсм. Карбонатную фазу представляют кристаллический аутигенный доломит (до 23,4%) и сидерит (1,0%). Самые древние осадки на глубине 218 м содержат радиолярии нижнего зоцена. Скв. 12В закончена на неизвестном твердом слое, о который было сломано долото. Перекрывающий эти породы плаот представлен породой, состоящей на 50% из доломитовых ромбоэдров размером до 0,05 мм, сцементированных палыгорскит-сепиолитовым агрегатом [Peterson e.a., 1970].

Необходимо отметить, что во многих скважинах [Heyes e.a., 1972] рейса 14 аутигенный кристаллический доломит в значительном количестве встречается в основании осадков, перекрывающих межпластовые и диапировые тела базальтов. Можно предположить, что богатые палыгорскитом глины залегают почти непосредственно на базальтах, послойно интрудирующих или перекрываюших осадки бассейна островов Зеленого Мыса (по сейсмическим данным в разрезе осадков отмечается шесть отражающих горизонтов). По Мэтьюзу [1973], анализировавшему процессы изменения океанических базальтов в районе банки Суоллоу (севернее островов Мадейры), автометасоматические изменения базальтов связаны с заметной потерей Mg^{+2} и Ca^{+2} , выносом его или в воду или в перекрывающие базальты осадки. Процесс доломитизации экзоконтактовой зоны осадков описан также в скважинах станции близ Гваделупы [Murata, Erd, 1964], присутствие доломита и кальцита в гидротермально-измененных базальтах отмечается в зоне трансформных разломов Атлантического океана [Bonatti, Joensuu, 1968].

Таким образом, в скв. 12 относительно однородная толща зоценовых палыгорскитовых глин четко фиксируется в интервале 75-160 м, которые ниже, по-видимому, сменяются чередованием богатых палыгорскитом глин, вулканических стекол (пеплов), кремней и цеолитовых глин вплоть до основания скважины, где появляется аутигенный доломит, возможно контактово-метасоматического генезиса.

В палыгорскитовой толще намечаются два горизонта, несколько различаюшихся по характеру минеральных парагенезов. Верхний – в интервале от 86 до 114 м охватывает нижнюю часть разреза скв. 12С и верхнюю часть разреза скв. 12В (обр. 48, 49, 50, 51, 52) и характеризуется ассоциацией палыгорскита с каолинитом, количество которого убывает вниз по разрезу, а также – с монтмориллонитом и смешанослойными минералами. Нижний горизонт изучен в интервале 161-162 м (обр. 53, 54) и представлек почти мономинеральным палыгорскитом с небольшой примесью монтмориллонита и следами каолинита. Самый нижний горизонт, судя по отчету по глубоководному бурению (DSDP), представлен доломитовым илом с палыгорскитом, сепиолитом и кристобалитом.

Палыгорскитовые глины реэко специфичны и отличны от перекрывающих пород. Они чрезвычайно пластичны и тонкодисперсны (см. табл. 2, рис. 9), даже крупные фракции в них представлены в основном агрегатами глинистых частиц. Окрашены в светло-серые, иногда палевые тона (см. табл. 1). Как уже отмечалось, реэко выражены коллоидные свойства, что приводило при обработке образцов к захвату хлопьевидными агрегатами тонких обломков стекла, табличек цеслитов и, вероятно, кварца и полевых шпатов. Возможно, выявленная чрезвычайная однородность химического состава различных фракций глин в какой-то мере обусловлена специфическими свойствами палыгорскито-4 90

	Обр. 47					
Компоненты	Порода	< 0,001 mm	0,001- 0,002 мм	0,002 0,005 мм	0,005 <u>-</u> 0,01 мм	
SiO ₂	52,14	46,01	52,78	62,41	72,67	
TiO ₂	1,16	1,05	1,44	1,41	1,49	
Al_2O_3	20,24	21,89	19,32	16,17	10,01	
Fe203	7,55	12,86	8,51	5,58	4,94	
FeO	Нет	0,09	Нет	Her	Нет	
CaO	0,67	0,86	0,72	0,62	0,53	
MgO	2,47	2,65	2,33	1,49	1,20	
MnO	0,46	0,51	1,05	0,72	0,85	
Na ₂ O	1,74	0,25	0,56	0,61	0,80	
К ₂ О	2,30	1,94	2,54	2,83	2,14	
Н ₂ 0+	7,29	7,09	7,79	5,51	3,46	
Н ₂ 0 [—]	3,88	4,81	3,04	2,05	1,30	
C02	Her	Her	0,67	Нет	Нет	
С	0,11	0,11	Her	0,33	0,57	
$P_{2}O_{5}$	0,22	0,13	0,19	0,05	0,10.	
Сумма	.100,23	100,24	99,94	99,73	100,06	
SiO _{2 кварц}	Не опр.	0,53	Не опр.	Не опр.	Не опр.	
Іи II вы тяжки:						
SiO _{2 аморф}	•	3,08	•	1,82	•	
Al ₂ O ₃	•	1,07	•	0,30	•	
Fe2O3	•	0,03	•	0,07		

Таблица 8 (окончание)

уменьшается – Al_2O_3 , Fe_2O_3 и MgO. Максимально содержание K_2O во фракциях 0,001-0,002 и 0,002-0,005 мм, где оно приближается, а иногда превышает 3%; Na_2O достигает максимума во фракции 0,005-0,01 мм, что связано, вероятно, с цеолитами, встречающимися преимущественно в крупных фракциях. В обр. 47 отмечено повышенное содержание MnO от 0,5% во фракции <0,001 мм до 1,05-C,72% в более крупных фракциях. Во всех других изученных образцах содержание MnO составляет первые десятые процента, распределяемые довольно равномерно по всем фракциям породы.

Палыгорскитовые глины

Между верхней (33-59 м) и нижней толщами, начиная с глубины 85 м образцы отсутствуют и, таким образом, переход к толще палыгорскитовых глин не охарактеризован. По описанию в отчете по глубоководному бурению (DSDP) в этом интервале керн часто нарушен. В составе пород отмечается постоянное присутствие палыгорскита до 10-40%, а иногда кристобалита вместе с каолинитом, кварцем и полевыми шпатами.

Мономинеральные палыгорскитовые глины локализованы в интервале 75-160 м (см. табл. 1, рис. 8). Они не представляют собой единую толщу; отмечаются тонкие (1-5 см) прослои пород преимущественно цеслитового состава и вулканических стекол (пепловые прослои). Вся толща лишена фаунистических остатков, однако на глубине 161,5 м встречены радиоляриевые осадки воцена, содержащие пиритизированные радиолярии и маломощные слои кремней. Керн ниже прослоев кремней чрезвычайно брекчирован, раздроблен. Поэтому принятая мошность палыгорскитовых глин (75-160 м) представляется заниженной. В интервале 214-215 м наблюдается тонкое переслаивание палыгорскитовых глин с породой, обогащенной кристобалитом (до 88,5%) и карбонатными илами с палыгорскитом и сепиолитсм. Карбонатную фазу представляют кристаллический аутигенный доломит (до 23,4%) и сидерит (1,0%). Самые древние осадки на глубине 218 м содержат радиолярии нижнего зоцена. Скв. 12В закончена на неизвестном твердом слое, о который было сломано долото. Перекрывающий эти породы пласт представлен породой, состоящей на 50% из доломитовых ромбоздров размером до 0,05 мм, сцементированных палыгорскит-сепиолитовым агрегатом [Peterson e.a., 1970].

Необходимо отметить, что во многих скважинах [Heyes e.a., 1972] рейса 14 аутигенный кристаллический доломит в эначительном количестве встречается в основании осадков, перекрывающих межпластовые и диапировые тела базальтов. Можно предположить, что богатые палыгорскитом глины залегают почти непосредственно на базальтах, послойно интрудирующих или перекрываюших осадки бассейна островов Зеленого Мыса (по сейсмическим данным в разрезе осадков отмечается шесть отражающих горизонтов). По Мэтькозу [1973], анализировавшему процессы изменения океанических базальтов в районе банки Суоллоу (севернее островов Мадейры), автометасоматические изменения безальтов связаны с заметной потерей Mg^{+2} и Ca^{+2} , выносом его или в воду или в перекрывающие базальты осадки. Процесс доломитизации экзоконтактовой зоны осадков описан также в скважинах станции близ Гваделупы [Murata, Erd, 1964], присутствие доломита и кальцита в гидротермально-измененных базальтах отмечается в зоне трансформных разломов Атлантического океана [Bonatti, Joensuu, 1968].

Таким образом, в скв. 12 относительно однородная толща зоценовых палыгорскитовых глин четко фиксируется в интервале 75-160 м, которые ниже, по-видимому, сменяются чередованием богатых палыгорскитом глин, вулканических стекол (пеплов), кремней и цеолитовых глин вплоть до основания скважины, где появляется аутигенный доломит, возможно контактово-метасоматического генезиса,

В палыгорскитовой толше намечаются два горизонта, несколько различаюшихся по характеру минеральных парагенезов. Верхний – в интервале от 86 до 114 м охватывает нижнюю часть разреза скв. 12С и верхнюю часть разреза скв. 12В (обр. 48, 49, 50, 51, 52) и характеризуется ассоциацией палыгорскита с каолинитом, количество которого убывает вниз по разрезу, а также – с монтмориллонитом и смешанослойными минералами. Нижний горизонт изучен в интервале 161-162 м (обр. 53, 54) и представлек почти мономинеральным палыгорскитом с небольшой примесью монтмориллонита и следами каолинита. Самый нижний горизонт, судя по отчету по глубоководному бурению (DSDP), представлен доломитовым илом с палыгорскитом, сепиолитом и кристобалитом.

Палыгорскитовые глины реэко специфичны и отличны от перекрывающих пород. Они чрезвычайно пластичны и тонкодисперсны (см. табл. 2, рис. 9), даже крупные фракции в них представлены в основном агрегатами глинистых частиц. Окрашены в светло-серые, иногда палевые тона (см. табл. 1). Как уже отмечалось, резко выражены коллоидные свойства, что приводило при обработке образцов к захвату хлопьевидными агрегатами тонких обломков стекла, табличек цеслитов и, вероятно, кварца и полевых шпатов. Возможно, выявленная чрезвычайная однородность химического состава различных фракций глин в какой-то мере обусловлена специфическими свойствами палыгорскито-4 90 вых суспензий. Макроскопически слоистость в изученных образцах прослеживается слабо. Иногда заметны более темные неправильных очертаний или прожилковидные обособления (обр. 51).

Под микроскопом текстура глины массивная, с характерным мраморно-сетчатым агрегатным погасанием. В некоторых образцах слоистость проявлена ориентированными цепочковидными выделениями глобулярного пирита. Содержание и состав минералов, обнаруженных в иммерсионных препаратах, представлены в табл. 4. В иммерсионных препаратах видно (см. табл. 4), что соновным компонентом крупных фракций являются вулканические стекла различной основности и в разной степени измененные. До 15-20% крупных фракций составляют кварц и полевые шпаты, значительная часть которых представлена свежим санидином.

Важным для выяснения генезиса палыгорскитовых глин является присутствие в крупных фракциях таких генетически информативных "свидетелей" – унаследованных магматогенных компонентов, как вулканические стекла, санидин, мелилит, гельвин, апатит, магнетит, обычно свойственных щелочным и щелочно-базальтоидным породам, а также новообразованных компонентов – гарниерита и тодорокита.

Прозрачные бесцветные вулканические стекла с содержанием $SiO_2 < 50\%$ (n < 1,54) остроугольны, почти не изменены. Темные зеленовато-коричневые более основные стекла с n до 1,607 замещены палагонит-цеолитовым агрегатом или пелитовым материалом палыгорскит-монтмориллонитового состава. Центральная часть таких измененных стекол часто сохраняет реликтовую изотропность.

Санидин в виде водянопроэрачных таблитчатых кристаллов с четкими ограничениями встречен во всех образцах палыгорскитовых глин.

Мелилит $(Na,Ca)_2$ (Mg, Al)[(Si, Al)₂O₇] наблюдается в виде таблитчатых лейстовидных кристаллов, иногда обломков с ясной спайностью по (OO1) в обр. 52 и 53. Прозрачный, со слабым зеленоватым оттенком, почти изотропный; слабо интерферирует в темно-серых тонах. Степснь изотопности меняется от одного кристалла к другому и в пределах одного кристалла так же, как и осность главной зоны, что связано с колебаниями химического состава. Показатель преломления 1,631-1,645. Мелилит свойствен щелочным вулканическим породам, в которых он ассоциирует с нефелином. На островах Зеленого Мыса и Канарских, щелочной характер вулканизма которых мы отмечали выше, в вулканических дифференциатах отмечаются мелилитсодержащие нефелиновые базальты [Заварицкий, 1944, 1956]; даже при столь незначительном содержанки мелилита присутствие его имеет большое значение для выяснения генезиса толщи.

Гельвин 3(Бе, Mn, Fe) $_2$ SiO₄ (Mn, Fe)S представлен изотропными зернами желто-бурого цвета. Характерна резкая шагреневая поверхность и очень высокий показатель преломления. Диагностирован по положительной реакции на Mn⁺²с щавелевокислым калием.

Апатит в свободных кристаллах в крупных фракциях всего разреза палыгорскитовых глин встречается очень редко. В основном он отмечен в виде кристаллитов в стеклах разных стадий изменения вплоть до монтмориллонит-палыгорскитовых стадий замещения. Повышенные по сравнению с алевротуффитовыми глинами содержания P_2O_5 в валовых пробах и во фракции < 0,001, возможно, связаны с вулканогенным апатитом, так как содержание органогенных фосфатфрагментов, по данным изучения шлифов, соизмеримо в обоих типах глин. При разделении фракций в связи с образованием коллоидоподобных хлопьевидных агрегатов тонкие кристаллиты апатита, так же как и другие минералы, могли уходить в пелитовые фракции.

Циркон в единичных короткостолбчатых бипирамидальных кристаллических зернах встречен по всему разрезу палыгорскитовых глин, но количественно его содержание намного ниже, чем в алевротуффитовых глинах.

Из рудных минералов в тяжелых фракциях характерны пирит в виде кристаллов, но чаще в глобулярных фрамбоидальных зернах размером до 0,05-



Рис. 13. Дифрактограммы фракций алевротуффитовых глин (обр. 49). Преобладают палыгорскит и монтмориллонит-гидрослюдистый минерал Условные обозначения см. на рис. 10

0,06 мм и магнетит в обломках и изометричных кристаллических зернах.

Новообразованные минералы представлены клиноптилолитом, тодорокитом, глауконитом, гарниеритом.

Клиноптилолит образует бесцветные призматические кристаллы с показателем преломления 1,487-1,489; Ng-Np - 0,001-0,002. Угасание почти прямое. Размер по длинной оси достигает 0,06 мм. Тонкокристаллические агрегаты цеолитов часто развиты по вулканическим палагонитизированным стеклам и разъедают обломки плагиоклазов. Определение типа цеолитов в этом случае затруднительно.

Тодорокит обнаружен в виде обломков корок и мелких конкреций в тяжелых фракциях обр. 52 и 53 и по своим характеристикам аналогичен описанному в обр. 47 из алевротуффитовых глин, перекрывающих палыгорскитовую толщу. Глауконит в округлых изометричных зернах зеленого цвета встречается по всему разрезу в незначительном количестве.

Гарниерит представлен редкими прозрачно-мутными зернами неправильной почковидной формы со слабым сферолитовым угасанием отдельных зон. Цвет желтовато-зеленый. Двупреломление очень слабое. Удлинение волокон в сферолитовых зонах положительное, n = 1,621. От сходного по цвету и формам выделений глауконита отличается слабым двупреломлением и высоким показателем преломления. Как известно, гарниерит обычно связан с выветриванием никельсодержащих пород. В изучаемой толще его образование можно объяснить выссвобождением рассеянного никеля из основных стекол или с инфильтрационными растворами, обогащенными глубинными компонентами.



Рис. 14. Дифрактограммы фракций палыгорскитовых глин. Характерно исчезновение монтмориллонит-гидрослюдистого компонента при укрупнении фракции Условные обозначения см. на рис. 10

Содержание кварца не превышает 7-12% от крупных фракций, но чаще составляет 2-3%. Основная часть его имеет слабо окатанные формы, но есть и совершенно остроугольные обломки. Поэтому отнесение всей массы кварца к терригенному – эоловому, поступавшему из центральных областей Сахары, представляется неоправданным. Небольшая доля его может быть пирокластической, связанной с кислыми дифференциатами вулканитов побережья Западной Африки. То же относится и к полевым шпатам, составляющим до 13% от фракции 0,01-0,05, среди которых четко выделяется идиоморфный вулканогенный санидин.

Из органогенных компонентов во всех фракциях обнаружены фосфатфрагменты (кости и зубы рыб), отдельные обломки и очень редкие остатки радиолярий, по которым возраст толши датирован как эоцен-ранний эоцен. Изредка встречаются диатомеи.

Рентгеновским анализом в глинах верхней части разреза как в валовом составе пород, так и во всех фракциях, включая иногда фракцию 0,005-0,01 мм, установлено преобладание палыгорскита. В довольно значительном количестве во фракции <0,001 мм присутствуют каолинит и монтмориллонит (рис. 13, 14; см. рис. 8). Содержание каолинита заметно уменьшается к низам скв. 12С (рис. 15), а в скв. 12В он полностью пропадает (см. рис. 8).

Ассоциация с каолинитом – довольно специфическая особенность палыгорскитовых глин Восточной Атлантики. Каолинит идентифицируется по базальному рефлексу 7,1 Å, устойчивому после обработки 10-процентной HCl в течение 2 ч. Высокая степень кристалличности (четкие гексагоны на электронномикроскопических снимках и резкие пики базальных рефлексов на дифрактограммах – рис. 16; см. рис. 13, 14) позволяет считать какую-то долю каолинита в отмеченных осадках аутигенной, возможно связанной с микролокальной







Рис. 16. Дифрактограмма палыгорскитовой глины из нижней части разреза, вскрытого скв. 12 (обр. 53). Преобладают палыгорскит и монтмориллонит ^{Условные} обозначения см. на рис. 10

Таблица 9

						
	Обр. 48					
Компоненты	<0,001 мм	0,001- 0,005 мм	0,005 - 0,01 мм	Порода		
SiO ₂	50,39	70,30	61,42	، 51,98		
TiO ₂	0,78	0,99	0,99	0,08		
Al_2O_3	15,22	12,53	16,68	13,26		
Fe ₂ O ₃	5,96	2,51	3,23	7,65		
FeO	0,14	0,05	Нет	0,2		
CaO	2,94	0,18	0,32	2,08		
MgO	4,19	2,63	3,09	4,76		
MnO	0,7	0,01	0,01	0,08		
Na ₂ O	0,52	1,04	0,89	1,17		
К ₂ О	1,66	3,11	4,31	1,68 、		
H ₂ O ⁺	11,05	4,47	6,40	9,86		
Н ₂ О [—]	6,49	1,98	2,26	6,79		
CO ₂	Нет	0,11	0,17	0,17		
С	0,23	0,08	0,3	0,05		
P_2O_5	0,52	0,11	0,1	0,51		
Сумма	100,16	100,1	100,12	100,32		
SiO _{2 кварц}	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.		
I–IV вытяжки:						
SiO _{2 аморф}	1,99	-	•	•		
Al ₂ O ₃	0,003		•	•		
Fe ₂ 03	0,10	•	•	•		

Химический состав палыгорскитовых глин из разреза

^{*}Анализы, пересчитанные на вещество без $SiO_{2 \text{ кварц}}$ и $SiO_{2 \text{ аморф}}$. ** $SO_3 - 1,35; Cl = 1,19.$

кислой средой вокруг (или внутри) включений органических остатков [Коссовская и др., 1975].

Из смектитов в палыгорскитовых глинах присутствует в небольшом количестве монтмориллонит, иногда в чередовании с пакетами гидрослюды и хлорита (см. рис. 8, 16). Разложение монтмориллонита после кислотной обработки может говорить о принадлежности части его к железистому ферримонтмориллонитовому ряду. Интересные данные получены при изучении обр. 51 с глубины около 108 м. В этом образце в светлой зеленовато-серой палыгорскитовой глине отмечено прожилковидное обособление более темного цвета. Рентгеновский анализ показал, что фракция <0,001 этой темной глины состоит почти нацело из гидрослюдистого минерала с базальным рефлексом 9,8-9,9 Å, сохраняющимся и при насыщении глицерином и после прокаливания.

	Обр. 49			Обр. 50	
 <0,001 мм	0,001 - 0,005 мм	0,005 - 0,01 мм	Порода	<0,001 мм	<0,001 [*] мм
 50,28	61,38	72,67	50,79	50,4	48,26
0,68	0,87	1,49	0,63	0,85	0,87
17,35	7,6	10,01	11,66	13,54	13,98
5,12	12,7	4,94	9,79	5,07	5,21
Нет	0,1	Нет	Her	0,28	0,29
0,98	0,47	0,58	0,09	1,00	1,02
5,4	3,38	1,2	4,66	6,66	6,85
0,05	0,05	0,85	0,06	0,02	0,02
1,17	0,58	0,8	1,9	1,06	1,08
1,22	1,91	2,14	1,92	1,12	1,14
9,43	6,89	3,46	9,88	11,7	12,04
8,32	3,45	1,3	6,5	7,67	7,89
0,36	0,17	Нет	0,19	Нет	Нет
0,37	0,4	0,57	0,17	0,38	0,40
0,15	0,26	0,1	0,66	0,92	0,94
99,88	100,21	100,06	99,71	100,67	[.] 99,94
0,98	Не опр.	Не опр.	Не опр.	He onp.	
				3,5	
				0,56	
		•		0,06	

ст.	12	б/с	″Гло́мар	Челленджер	۶,	%
-----	----	-----	----------	------------	----	---

Крупные фракции некоторых образнов (обр. 48 и 49, см. рис. 15) верхней толщи почти идентичны по составу с тонкими, в них присутствует заметное количество палыгорскита, но исчезают монтмориллонитовые минералы. В низах разреза в крупных пелитовых фракциях 0,005-0,002 и 0,005-0,01 мм (см. рис. 8, обр. 40) присутствуют лишь кварц и полевые шпаты с незначительным количеством кристобалита, гидрослюды или хлорита. Это явление связано не только с размерами кристаллических индивидуумов палыгорскита, хотя они, судя по электронным снимкам (табл. VI), достигают 0,007 мм, но прежде всего с присутствием в крупных фракциях агрегатов монтмориллонит-палыгорскитового состава, развитых по вулканическим стеклам, что было отмечено при описании минерального состава фракции >0,01 и наглядно отражено в табл. 4.

	Обр. 5	О Обр. 51 Порода < 0,001 мм < 0,001* мм 50,96 51,84 48,1 0,72 0,68 0,73 12,29 12,67 13,67 6,13 3,99 4,3 0,08 0,86 0,92 1,49 0,7 0,75 7,29 8,04 8,68 0,04 0,06 0,06 1,76 0,68 0,73 1,22 2,11 2,27 8,82 10,3 11,11 7,71 6,72 7,25 0,21 Her Her 0,35 0,63 0,68 0,48 0,64 0,64 99,55 99,97 99,94 1,67 He onp. 2,10 2,10 7,28 . Her 0,31 .			
Компоненты	0,001 - 0,01 мм	Порода	< 0,001 мм	<0,001* мм	
SiO ₂	74,24	50,96	51,84	48,1	1-
TiO ₂	1,12	0,72	0,68	0,73	
Al_2O_3	10,62	12,29	12,67	13,67	
Fe ₂ O ₃	2,28	6,13	3,99	4,3	
FeO	0,04	0,08	0,86	0,92	
CaO	0,43	1,49	0,7	0,75	
MgO	1,66	7,29	8,04	8,68	
MnO	0,01	0,04	0,06	0,06	
Na ₂ O	1,2	1,76	0,68	0,73	
К ₂ О	2,97	1,22	2,11	2,27	
Н ₂ О+	3,87	8,82	10,3	11,11	
Н ₂ 0 [—]	0,64	7,71	6,72	7,25	
со ₂	Нет	0,21	Нет	He r	
С	0,83	0,35	0,63	0,68	
P202	0,17	0,48	0,64	0,64	
Сумма	100,08	99,55	99,97	99,94	
SiO _{2 кварц}	Не опр.	1,67	Не опр.		
I-IV вытяжки:					
SiO _{2аморф}	•	2,10	7,28		
Al ₂ O ₃	*	Нет	0,31	•	
Fe ₂ 03	*	0,42	0,04		

Любопытно отметить, что в нижних горизонтах в породе и во фракции 0,002-0,005 мм (обр. 54, см. рис. 8) наряду с кварцем, полевыми шпатами и иногда кристобалитом проявляются рефлексы монтмориллонита, также связанного, очевидно, с обломками не полностью разложенных стекол. Его рефлексы наложены на рефлексы хлорита, проявляющиеся после прокаливания. Ничтожная примесь гидрослюд и хлорита отмечена также в самом верху толщи. Ни в одном образце не было обнаружено сепиолита, который довольно часто отмечается американскими исследователями [Peterson e.a., 1970]. В то же время почти во всех образцах обнаружен монтмориллонитовый минерал, дающий в природном состоянии ступенчатый неясный рефлекс $d_{(001)}$ около 12,6 и четкий рефлекс 17,8-18 Å при насыщении глицерином.

При разделении палыгорскитовых глин на фракции после слива фракции <0,001 мм и длительной отстойки во взвеси оставалась не осаждающаяся без обработки кислотой тонкодисперсная опалесцирующая суспензия коллоидной размерности. Был произведен рентгеновский анализ ориентированных препаратов из этого тончайшего материала, полученных как после центрифугирования, так и после осаждения кислотой (см. рис. 13). Анализ показал сходную картину,

(продолжение)

Обр	. 51		Обр	. 52	
0,001 - 0,01 мм	Порода**	<0,0Ó1 мм	<0,001 [*] мм	0,001- 0,005 мм	Порода
54,48	53,31	52,27	48,41	ı ، 66,28	53,95
0,55	0,61	0,85	0,92	0,26	0,48
10,22	11,82	12,83	13,40	11,3	13,6
8,36	4,35	5,27	5,75	4,02	5,58
Her	0,51	0,43	0,47	0,34	0,26
0,48	1,1	0,64	0,64	0,77	0,28
6,16	6,62	7,19	7,84	1,82	6,5
0,04	0,02	0,02	0,02	0,01	0,05
0,29	1,35	0,55	0,59	2,03	1,92
0,85	2,37	2,11	2,3	1,18	2,57
11,3	7,08	8,97	9,78	7,17	9,62
6,34	7,08	7,37	8,04	3,64	4,76
Нет	0,36	Нет	Нет	0,35	Нет
0,07	0,52	0,14	0,15	0,56	0,33
0,29	0,64	0,92	1,0	0,02	0,2
100,13	100,29	99,56	99,36	100,13	100,13
Не опр.	Не опр.	0,75		Не опр.	5,42
	1,89	7,14		15,82	2,8
•	0,38	0,35		0,05	0,28
	0,02	0,004		0,1	0,07

подтверждающую значительный разброс гранулометрического спектра палыгорскитовых кристаллов. Опалесцирующая тончайшая суспензия состоит в основном из палыгорскита и смешанослойного монтмориллонит-гидрослюдистого минерала. Появление рефлекса 12,1Å при насышении глицерином, возможно, разделило левое плечо рефлекса палыгорскита $d_{(110)}=10,4$ Å, заретушировавшего присутствие небольшого количества сепиолита. Большое гало в области малых углов свидетельствует о значительном количестве аморфного или плохо раскристаллизованного вещества. Описанная картина может отражать начальные моменты преобразования исходного вулканического стекла в такой дисперсной фазе, что мы улавливаем "зародыщи" кристаллов.

Электронно-микроскопические исследования палыгорскитовых глин подтверждают сделанные выводы по результатам рентгеновского анализа. Отчетливо видно обогащение верхних частей разреза толщи хорошо окристаллизованным каолинитом, представленным четкими гексагональными пластинками размером от 0,001 до 0,002 мм (табл. VI), иногда образующими друзовидные срастания (обр. 49 и 51). Микродифракция подтверждает псевдогексагональную сингонию кристаллов. С глубины более 110 м каолинит в палыгорскитовых гли-

нах встречается в единичных мелких кристаллах, а на глубине 160 м и более исчезает полностью (обр. 52, 53, 54 - табл. VII). По данным рентгеновского анализа и в результате просмотра суспензий под электронным микроскопом отмечен монтмориллонитовый минерал в виде характерных "облачных" агрегатов, иногда гроздьями облепляющих кристаллы палыгорскита. По электронным снимкам трудно различить две возможные модификации монтмориллонита (пушистого "облачного" и тонкоигольчатого) из-за доминирующего длинноволокнистого палыгорскита, но исчезновение некоторых рефлексов при кислотной обработке может свидетельствовать о присутствии ферримонмориллонитовой фазы.

Палыгорскит исследуемой толщи образует кристаллы – "дранки" с тупыми концами, размером от долей микрона до 0,005 – 0,008 мм. При просмотре суспензии без предварительной диспергации ультразвуком наблюдались сноповидны: агрегаты кристаллов, затрудняющие диагностику других минеральных компонентов суспензии. В небольшой мере в наиболее мономинеральных образцах (53 и 54) сохраняются такие "снопы", состоящие из параллельных друг другу длинных монокристаллов. Под сканирующим электронным микроскопом

		Обр	. 53		
Компоненты	<0,001 мм	<0,001* мм	0,001 - 0,01 мм	Порода	
SiO ₂	54,77	52,3	67,43	52,61	1
TiO ₂	0,68	0,71	0,9	0,5	
Al_2O_3	11,46	12,0	10,98	9,91	
Fe203	4,46	4,67	2,75	6,87	
FeO	0,50	0,52	Her	0,25	
CaO	1,29	1,35	0,81	2,85	
MgO	7,11	7,44	3,65	6,78	
MnO	0,03	0,03	0,03	0,06	
Na ₂ O	0,55	0,57	0,89	2,22	
к ₂ Ō	1,61	1,68	2,44	1,92.	
Н ₂ О+	9,67	10,13	5,4	9,6	
H ₂ 0 ⁻	7,2	7,54	2,57	4,33	
CO ₂	Нет	Нет	0,71	Нет	
С	0,28	0,29	0,65	0,51	
P,05	0,69	0,72	0,66	1,8	
Сумма	100,3	99,95	99,87	100,21	
SiO _{2 кварц}	2,31		He onp.	4,72	
[_[V тяжки:					
SiO _{2 аморф}	2,52			5,95	
Al_2O_3	0,35		•	0,05	
Fe ₂ O ₃	Нет	-	•	0,07	

1	Обр. 54					
	0,001 мм	<0,001 [*] мм	0,001 0,005 мм	0,005 - 0,01 мм	Порода	
	54.16	51,79	60,3	66,29	53,33	
	0.68	0,70	0,87	0,82	0,85	
	11.51	11,98	12,6	10,32	9,96	
	3.41	3,55	4,11	2,95	5,83	
	1.14	1,18	0,1	0,16	0,42	
	0,94	0,98	0,63	0,64	1,63	
	7,38	7,68	4,8	3,98	6,26	
	0,01	0,01	0,03	0,03	0,02	
	0,49	0,55	0,53	0,63	1,7	
	1,61	1,67	2,57	1,92	1,95	
	10,47	10,9	8,83	5,85	7,91	
	7,22	7,51	3,29	2,9	7,72	
	Нет	Нет	0,91	0,22	0,24	
	0,74	0,77	0,09	Нет	1,22	
	0,69	0,72	0,65	1,10	0,5	
	100,45	99,99	100,36	100,01	99,54	
	1,06		Не опр.	Не опр.	Не опр.	
	3,36		•	•	•	
	0,46		•	•	•	
	0,06		•	-		

(окончание)

отчетливо проявлено волокнисто-чешуйчатое строение поверхности глин с отдельными фрагментами замещенных стекол, состоящих из параллельно-шестоватых агрегатов (табл. VIII).

На электронно-микроскопических снимках особенно отчетливы длинноволокнистость палыгорскита, образование сноповидных агрегатов с субпараллельными индивидуумами – свойства, безусловно свидетельствующие об аутигеннос ти палыгорскита, о формировании его кристаллов в обстановке свободного (или метасоматического) роста кристаллов из растворов.

Химический состав палыгорскитовых глин и фракций образцов скв. 12 представлен в табл. 9. Породы однородны на протяжении всего разреза. Содержание Fe₂O₃ довольно высокое, что связано, вероятно, в большей степени с присутствием ферримонтмориллонитового минерала и спецификой палыгорскита, а не магнетита и окислов Fe и Mn, так как в крупных фракциях количество Fe₂O₃ значительно ниже, чем в тонких. Соответственно падает содержание MgO в крупных фракциях в связи с разбавлением в них палыгорскита кварцем и полевыми шпатами. Содержание K₂O увеличивается во фракции > 0,005.



Рис. 17. Дифрактограммы палыгорскитовой глины (обр. 52) Условные обозначения см. на рис. 10

MEN



Гис. 18. Термограмма (фракция < 0,001 мм) палыгорскитовой глины а - обр. 51; б - обр. 52

Такая тенденция K₂O к накоплению в крупных фракциях связана, безусловно, с варьированием минерального состава: относительным увеличением калишпата в крупных фракциях или наличием гидрослюдистого пакета в монтморилонитовом минерале фракции 0,001-0,005. Обр. 51-54 во фракции <0,001 мм представляют собой почти чистый палыгорскит (рис. 17). Иногда все фракции от <0,001 до 0,005 мм также представлены почти мономинеральным палыгорскитом, в некоторой степени разбавленным кварцем и полевыми шпатами. Содержание аморфной SiO₂ возрастает от породы к фракции >0,005.

Полуколичественным спектральным анализом (аналитик Е.Н. Клевенская) во фракции <0,001 мм установлено повышенное содержание Мп (до 0,3%) и Р (0,1-0,7%) в глинах верхней части разреза. В обр. 51, представляющем палыгорскитовую глину, выявлены аномально высокие концентрации Cu (0,3-0,7%), As (0,01%), Ag (0,003-0,007%); повышенное содержание Y, In. Состав элементов, обнаруженных в повышенных концентрациях, относительно невысокие концентрации Ni, Co и Cr – элементов, свойственных ультрабазитовым комплексам, – свидетельствуют о наложенном воздействии постмагматических растворов.

Термическим анализом пород и фракции <0,001 мм получена картина, типичная для палыгорскитов, с двумя низкотемпературными эндотермическими эффектами и одним высокотемпературным (850-900°), когда происходит распад структуры палыгорскита при переходе его в энстатитовую фазу (рис. 18).

Особенности распространения и состава толщи налыгорскитовых глин

В данном разделе рассмотрены парагенетические минеральные ассоциации и условия локализации слоев различного литолого-минерального состава в породах кернов скв. 135-141 рейса 14 и скв. 13 рейса 3 б/с "Гломар Челленджер" [Rex, 1970; Fan, Rex, 1972].

Скв. 135 (рис. 19, 20; см. рис. 4), расположенная приблизительно в 600 км западнее Гибралтара, вскрыла четвертичные и плиоценовые карбонатные илы почти без палыгорскита до отметки 260,37 м. В образце с этой отметки палыгорскита лишь 5,7%. Нижележащие миоценовые и эоценовые бескарбонатные глины содержат в валовой пробе палыгорскит от 3 до 45,2%. Сепиолит (18,8%) приурочен к максимуму содержания палыгорскита на глубине 335,8 м. Характерно значительное присутствие кристобалита (до 84,3%) и клиноптилолита. В нижних частях разреза в валовых пробах и тонких фракциях характер ассоциаций остается прежним - преобладание палыгорскита, присутствие монтмориллонита, кристобалита, клиноптилолита, санидина, изредка пирита. Этот состав характерен для отдельных маломошных прослоев, чередующихся с существенно монтмориллонитовыми глинами. Описанные закономерности сохраняются и для скв. 136 (табл. 10), где на глубине 281,46 м керна отмечен мономинеральный палыгорскитовый слой (90% в валовой пробе и 98% во фракции < 0,002 мм) с незначительным содержанием апатита и кварца. Особенно четко эта дискретная локализация отражена в осадках, вскрытых скв. 137 и 138, а также скв. 141, находящимися или на непосредственном линейном продолжении толщи осадков скв. 12 (в пределах гравитационной аномалии), или в непосредственной близости от нее (скв. 141).

Аналогичные дискретные слои мономинеральных палыгорскитовых глин в чередовании с бентонитовыми глинами и породами кристобалит-цеолитового состава наблюдаются и в скв. 140 и 141.

По материалам скв. 139 рейса 14 и скв. 13 рейса 3 наблюдается выклинивание палыгорскитовых глин по направлению к побережью Африки и при удалении от вулканических архипелагов (см. рис. 20). В крупных франциях палыгорскит отсутствует вообще, а в тонких – он значительно разбавлен терригенными кварцем, слюдой, каолинитом, хотя содержания его и достигают 26%, например на отметке 230 м. В миоценовых бескарбонатных глинах его нет вообще [Rex, 1970].



Рис. 19. Распространение палыгорскитовых глин в Восточной Атлантике по данным скважин глубоководного бурения рейсов 2, 3 и 14 б/с "Гломар Челленджер"

1, 2 – аномалии: 1 – магнитные, 2 – гравитационные [Hayes, Pimm, 1972]; 3 – зоны глубинных разломов [Хаин, 1971]: а – установленные, б – предполагаемые; 4 – скважины и их номера (числитель – глубина моря, М; знаменатель – глубина забоя, м); 5, 6 – скважины, вскрывшие: 5 – палыгорскитовые глины, 6 – базальты

Таблица 10

Содержание палыгорскита в осадках Восточной Атлантики (по данным глубоководного бурения) [Peterson e.a., 1970; Wright e.a., 1972], %

Номер об- разца	Палыгорскит	Возраст осадков	Опробованный, интервал, м
12	50-80	Ранний эоцен (?)	75-160
137	38-86	Поздний мел	100-220
138	90-24; 31	Поздний мел — ранний Эоцен	118-184; 333
140	46-82; 21;	Эоцен – палеоцен	312-432
	96		512–54 3
141	78-86; 80	То же	118-120; 192



Рис. 20. Пространственно-возрастное распространение толщи палыгорскитовых глин в Восточной Атлантике (использованы материалы глубоководного бурения)

1 - нанопланктон-фораминиферовые илы; 2 - известковые илы; 3 - глинистые алевриты; 4 - алевротуффитовые глины и кремнистые илы; 5 - палыгорскитовые глины; 6 - вулканический пепел; 7 - участки, обогащенные аутигенным доломитом; 8 - прослои кремней; 9 - базальты

Вулканизм в районе распространения палыгорскитовых глин

Скв. 136, 137, 138 и 141 вскрыли базальтовые тела, являющиеся, по сейсмическим данным [Wright e. a., 1972], не базальтами океанического ложа, а межпластовыми (силлы) или покровными. Возраст базальтов точно не установлен, но в разрезах скв. 135-141 они перекрываются верхнемеловыми или эоценовыми осадками, а в скв. 138 – юрскими. По внешнему виду это темные зеленовато-черные породы с афанитовой мелкокристаллической или порфиритовой структурой. Химический анализ (табл. 11) показал, что эти породы в скв. 136 представляют собой типичный толентовый базальт, близкий к базальту Срединно-Атлантического хребта [Melson e. a., 1968], а в скв. 137 и 138 – это щелочной базальт с содержанием K₂O до 2,9%. Содержание MgO довольно высокое, до 7% в обоих типах пород, несмотря на значительное изменение пород, которое, как установлено Метьюзом [1973], в океанических базальтах сопровождается значительным выносом Mg²⁺ и Ca²⁺. Изменения

Таблица 11

]	Базальты скваж	wu peñca 14	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·
Компонен ты	136	136	137	138
	1	2	3	4
SiO ₂	47,30	46,60	48,30	44,0
TiO_2	1,68	1,83	1,41	1,91
Al ₂ O ₃	13,70	14,10	18,01	16,80
Fe_2O_3	[6,01]	[6,44]	[3,87]	[4,24]
FeO	[6,55]	[6,36]	[2,50]	[6,81]
Суммарное железо	13,30	13,50	6,65	11,80
MgO	6,40	7,14	6,78	6,59
CaO	10,90	9,68	2,98	2,67
Na ₂ O	2,59	2,75	2,15	3,86
К ₂ О	0,14	0,10	2,43	2,90
Н ₂ О+	[1,24]	[1,38]	[4,39]	[5,18]
Н ₂ 0 [–] (п.п.п.)	3,75	4,50	9,25	7,50
$P_2 O_5$	0,15	0,17	0,08	0,31
MnO	0,19	0,14	0,22	0,16
C0 ₂	0,95	0,71	0,20	0,34
Сумма	100,10	100,51	98,25 ·	99,70

Химический состав пород

Примечание. В кведратных скобках – определено специальными методами и в общую сумму не входит. Анализы 1-4 – по данным Wright e.a. базальтов выражены в интенсивной цеолитизации, хлоритизации, кальцитизации и серпентинизации, которые проявлены как в общей массе пород, так и в виде прожилков, сетью покрывающих поверхностные части вскрытых тел. Процесс изменения базальтов связан со своеобразным гидротермально-автометасоматическим преобразованием вулканических тел под толщей осадков [Wright e.a., 1972]. При этом образовывались как бы вулканические "пробки", апикальная часть которых под воздействием газово-флюндной фазы подверглась интенсивному изменению.

Характер пород вулканических архипелагов Канарских островов, островов Зеленого Мыса и о. Мадейры подробно обобщен А.Н. Заварицким [1944]. Вулканиты всех указанных островов имеют резкий уклон в сторону повышенной шелочности [Заварицкий, 1944, 1956; Sertalheiro e.a., 1974; Fernandes e.a., 1974; Ibarolla, 1974; Aire-Barros e.a., 1974; Gunn, Watkins, 1976]. Особенно это характерно для эффузивных фаций о. Пальмы (Канарский архипелаг). Два купола щитовых вулканов этого острова своим источником имеют один вулка-

•	Глубинные ба- зальты Средин- но-Атлантиче- ского хребта	Нефелиновые базальты (сред- нее) о.Фого	Лимбургит (среднее)	Палыгорскитовая глина, обр. 50, скв. 12
	5	6	7	8
	49,21	39,87	41,25	50,96
	-	1,50	1,59	0,76
	15,81	13,58	12,03	12,29
	2,21	6,71	5,65	6,13
	7,19	6,43	7,29	0,08
	-	-	-	-
	8,53	10,46	11,22	7,29
	11,54	12,36	11,88	1,49
	2,71	3,85	3,40	1,76
	0,26	1,87	1,30	1,22
	-	-	-	8,82
		2,77	3,2	7,71
	1,39	0,94	0,65	0,48
	0,15	0,21	0,54	0,04
	-	-	-	0,21
	98,74	-	-	99,20

Восточной Атлантики, %

[1972]; 5 - Melson e.a. [1968]; 6, 7 - А.Н. Заварицкого [1956]; 8 - автора (аналитик В.Б. Рычкова). нический очаг, существующий с позднего мела по настоящее время. Лавы первого древнего купола представлены эссекситовыми диабазами, прорванными более молодыми штоками и жилами нефелинового сиенита, монцонита, пикрита. Лавы более молодого купола представлены шелочными основными породами, трахибазальтами, базальтами, нефелинитами, лимбургитами и др. Лавы вулканических островов Зеленого Мыса также имеют щелочный характер и значительное разнообразие пород от фонолитотрахитовых до нефелиновых базальтов и лимбургитов. А.Н. Заварицкий [1956] приводит описание нефелинового базальта с о. Фого архипелага Зеленого Мыса и средний анализ нефелиновых базальтов, который для сопоставления приведен в табл. 11; им же отмечена приуроченность мелилита к этому типу базальтов, вплоть до образования высокомагнезиальных (до 15% MgO) мелилито-нефелиновых базальтов. А.Н. Заварицкий указывает на значительную роль подводных извержений в районе архипелагов.

Учитывая геолого-тектоническую историю развития западного побережья Африки, наличие тектонических разломов (Атласский и разлом от Гвинейского залива к островам Зеленого Мыса), глобальную структурную позицию и специфику вулканических пород линейно вытянутой зоны вулканических архипелагов, можно утверждать существование уже с позднего мела ослабленной тектонической зоны значительной мощности, в пределах которой интенсивно проявлен многовыходной вулканизм [по терминологии В.И.Влодавца, 1971] как подводного, так и наземного типа с различным составом вулканитов, длительной продолжительностью активности, приуроченной к известным орогенным и посторогенным тектоническим стадиям. Подтверждение этому - наличие в районе распространения толщи своеобразных "неродившихся" вулканов - базальтовых диапиров, один из которых вскрыт скв. 141 в непосредственной близости от скв. 12. Подобная специфика вулканизма района, на наш взгляд, отразилась и на пятнистом распределении туфового и тефрового материала в океанических осадках, что привело как к дискретности слоев в толще разреза, так и к пятнисто-линзовидному площадному распространению различных по исходному химическому и конечному минеральному составу пород. Сходное пятнистое распределение щелочной пирокластики в современных осадках убедительно описал М.А.Репечка [1973]. Можно утверждать, что в процессе минералообразования эманационно-гидротермальные процессы играли значительную роль и приводили к привносу в толщу осадков дополнительного количества Mg^{2+} , Ca^{2+} , а возможно и SiO_2 . Выше были отмечены аномально высокие содержания Mn, P, Cu, As, Ag в палыгорскитовых глинах ст. 12. Следует отметить в подтверждение вышесказанному присутствие в осадках скв. 136 и 137, обогащенных палыгорскитом, также гекторита и сапонита [Rad, Röch, 1972]. Этот факт свидетельствует не только о значительном привносе магния, но и о поступлении в осадки Li, летучего и легкоподвижного элемента, свойственного эндогенным флюидно-гидротермальным фазам. И.М. Варенцов (устное сообщение), изучивший геохимические особенности мезозойско-кайнозойских осадков района по материалам 41-го рейса, подтверждает поступление дополнительного Mg²⁺ по разломным зонам в позднем мелу - зоцене. Кроме обогащения осадков Mg²⁺, он отмечает аномально высокое содержание в палыгорскитовых глинах таких микроэлементов, как F и B, свидетельствующих об участии эманационно-гидротермальных процессов в формировании толщи палыгорскитовых глин. Циркуляция термальных растворов в осадках контролировалась двумя факторами: пористостью в проницаемостью исходного вулканогенного материала и химической активностью последнего. Большое значения для развития ионообменных и метасоматических процессов имеет также размерность частии осадка, т.е. дисперсность его, что определяет возможность возникновения мембранного эффекта на границе системы "осадок - поровый раствор" и приводит к избирательной концентрации в тонкодисперсных осадках некоторых катионов, в частности Mg2+. В любом случае наиболее интенсивному изменению должны были подвергнуться неустойчивые гиалокластиты щелочно-основного ряда [Bonatti, 1965; Муравьев, 1974; Furnes, 1975].

Генезис палыгорскитовых глин

Для формирования магнезиальных гидросиликатов известных в настоящее время генетических типов необходимы следующие условия: 1) щелочной характер среды минералообразования (pH = 8,5-11), чаще всего регулируемый присутствующими ионами Ca²⁺; 2) избыток реакционноспособной SiO₂; 3) достаточная концентрация ионов Mg⁺² и подвижного Al³⁺ (для палыгорскитов). Необходимость этих условий подтверждается как экспериментальными работами, так и накопленным фактическим материалом по природным объектам [Millot, 1964, 1967; Bonatti, Joensuu, 1968; Hathaway, Sachs, 1965; Страхов, 1962; Ратеев, 1964; Финько и др., 1967а; Закиров и др., 1972; и др.].

Роль Ca²⁺ как фактора, обеспечивающего высокие значения pH, а также приуроченность палыгорскит-сепиолитовых глин к карбонатным аридным фациям обусловили выделение магнезиальных гидросиликатов в качестве универсального индикатора аридного эвапоритового литогенеза. Присутствие аутигенных палыгорскита и сепиолита в пелагических осадках показало, что их формирование в глинистых толщах может быть связано со значительным разнообразием геологических обстановок.

Естественно, что в литературе развернулась дискуссия о генезисе мошных пластов палыгорскитовых глин в Восточной Атлантике, примыкающей к области распространения известных сепиолит-палыгорскит-фосфоритовых карбонатных глин третичных аридных бассейнов Африки, генезис которых пока однозначно расшифровывается как результат хемогенного осаждения магнезиальных гидросиликатов в бессточных грабенообразных впадинах Западной Африки [Peterson e.a., 1970; Bowles e.a., 1971; Rad, Röch, 1972; Couture, 1977; Weawer, Beck, 1977; Ломова, 1975 а,6; 1976; Градусов, 1976]. Поэтому прежде всего надо рассмотреть возможность терригенного поступления палыгорскитов в бассейн седиментации Восточной Атлантики. Пример такого генезиса палыгорскитов в карбонатных илах дельтовых фаций Персидского залива рассмотрен французскими исследователями [Esteoule e.a., 1970], подчеркнувшими, что условия консервации палыгорскитов в осадках должны быть близкими к условиям их формирования. Исходя из этого, если незначительную часть палыгорскитов и сепиолитов, формирующих пелитовую фракцию в карбонатных илах и глинах Восточной Атлантики, можно считать терригенными - эоловым или водным способом транспортированными из континентальных источников сноса, то формирование мощных пластов практически бескарбонатных глин, переслаивающихся с кремнями и пепловыми прослоями, требует своего объяснения с других позиций. К тому же период формирования океанических палыгорскитовых глин практически совпадает по времени с максимумом палыгорскит-сепиолитообразования на Африканском континенте (лютетский и ипрский век), который захватывает даже меловой период (рис. 21). Формирование Мд-гидросиликатов происходило в практически бессточных (!) бассейнах Африки. Наиболее крупные реки Западной Африки - Сенегал и Гамбия, устья которых расположены непосредственно в бассейне островов Зеленого Мыса, могли размывать палыгорскитсодержащие слои лишь в позднетретичное и четвертичное время, характеризующееся новыми тектоническими подвижками, регрессиями и формированием речной эродирующей системы. Однако в осадках миоцена и плиоцена - как карбонатных, так и бескарбонатных - во всех скважинах района наблюдается минимальное (не более 5-10%) содержание палыгорскита в отдельных пробах. В четвертичных илах этот минерал обнаружен в единичных пробах. Показательно, что некоторые исследователи [Millot, 1964; Paquet, Ruellen, 1969, 1977] отмечают разрушение палыгорскита в черных почвах Сенегала, развивающихся на материнских породах с палыгорскитом, и отвергают возможность формирования прослоев с палыгорскитом при переотложении палыгорскитсодержащих почв и пород.

Сильным фактором, препятствующим интенсивной эоловой эрозии палыгерскитсодержащих слоев, являются процессы гипергенеза, направленные в аридных районах к развитию процессов окремнения и деградации палыгорскитов и

Возраст	Марокко	Сенегал	Берег Слонавой Кости	Дагомся, Того	Восточ- ный Судан	Восточ- ный Нигср	Габон
<i>Али воцен</i>							
Верхний зоцен		<u></u>					
Лютетс- Кий ярус		?			$\mathbf{<}$	</td <td></td>	
Ипрский ярус						</td <td>?</td>	?
Палеоцен							
Maacm- pusm			?				
Сенан		<u> </u>			†		
Турон		1			1		

Рис. 21. Распространение палыгорскита (1) и сепиолита (2) в глинистой фракции третичных отложений западноафриканских седиментационных бассейнов [Милло, 1968]

монтмориллонитов в поверхностных частях пластов, вышедших из-под зеркала водного бассейна. Эти процессы отмечены М.З. Закировым и Ш.Г. Саидходжаевым [1970] и наблюдались автором в районах Средней Азии, в частности в Южной Фергане, где поверхностные участки палеогеновых палыгорскитовых и бентонитовых глин обеднены палыгорскитом и плохо диспергируются.

Б.П. Градусов [1976] высказал предположение о возможном формировании палыгорскитовых глин Восточной Атлантики за счет переотложения агрегатного палыгорскита, выполняющего трещинные зоны в породах ультрабазитового состава на островах Зеленого Мыса и Канарских островах. Доказательством этого он считает присутствие гарниерита и сапонита в минеральных ассоциациях палыгорскитовых глин. Однако в эоценовое время на этих островах шли интенсивные вулканические извержения, а подсчет запасов палыгорскита на площади от островов Зеленого Мыса до о. Мадейра при минимальной предполагаемой мощности 1 м потребует, чтобы поверхность островов Восточной Атлантики и значительной части примыкающего континента была сложена из чистого мономинерального палыгорскита, что весьма мало вероятно.

По материалам В.И. Финько с соавторами [1967а,6], И.М. Голованова [1965], М.И. Исмаилова [1963], Б.П. Градусова [1968] и полевым наблодениям автора, в зонах гипергенеза ультрабазитов преобладает сепиолит, а ареал рассеяния его довольно незначителен. В осадках Аральского моря М.А. Ратеев [1964] и Д.С. Туровский [1976] установили незначительное содержание палыгорскита при отсутствии сепиолита, несмотря на существенную роль сепиолитов в минеральных ассоциациях зоны гипергенеза Карамазарского хребта, питающего Сырдарью, являющуюся для Аральского моря основным поставщиком обломочно-терригенного материала.

Петерсон с соавторами [Peterson e.a., 1970] при рассмотрении генезиса глубоководных палыгорскитовых глин района Восточной Атлантики отвергают возможность терригенного сноса палыгорскита и сепиолита из континентальных эвапоритовых бассейнов Африки. С этим утверждением согласуются и выводы авторов отчета по 14-му рейсу [Rad, Röch, 1972]. Уникальная степень совершенства кристаллов и онтогенические особенно-_{СТИ} палыгорскита бесспорно свидетельствуют о преобладающем аутигенном _{генез}исе магнезиальных гидросиликатов в Восточной Атлантике. Это подтверждается и характером распределения толщи магнезиальных глин, выклинивающейся к побережью Африки и при удалении от вулканических архипелагов.

Петерсон предложил модель механизма образования палыгорскитов за счет трансформации бентонитовых глин под воздействием магнезиальных растворов. Такое происхождение предполагается некоторыми авторами [Grim, 1933; Mansfield, 1940; Gremillion, 1965; Heron, Johnson, 1966] для палыгорскитовых глин Джорджии и Флориды на западном побережье Атлантики. Источником Mgрастворов могут быть рассолы береговых и прибрежных эвапоритовых соленосных бассейнов, просачивающиеся в зоне шельфа и обогащающие магнием осадочные породы подошвы континентального склона Африки. Доказательством этому считается наличие диапировых структур, распространенных вдоль побережья и континентального склона и близких по морфологии к типичным соляным куполам прибрежной зоны Северной Африки и районы Анголы. Однако обнаружение базальтов в вершине предполагаемого соляного купола в скв. 141 позволяет сомневаться в существовании такого предполагаемого источника Mg²⁺ [Wright e.a., 1972].

Обобщение материалов рейса 14 [Rad, Röch, 1972] привело авторов к выводу о диагенетическом (эпигенетическом) преобразовании глин монтмориллонитового (бентонитового) состава, но при участии растворов, обогащенных Mg²⁺ и SiO₂ и высвобождающихся при девитрификации вулканического стекла, а также растворении кремнистых организмов. Однако изучение крупных фракций палыгорскитовых глин показало присутствие небольшого количества радиолярий и диатомей без всяких следов растворения. Некоторые слои глин вообще являются немыми в связи с отсутствием фаунистических "маркеров". Вулканические процессы могли периодически временно подавлять развитие кремнистых организмов. Наличие в толще глин локализованных прослоев радиоляриевых сланцев с цеолитами и существенно кремнистых глин свидетельствует о некотором сдвиге периодов биогенного кремнеобразования по отношению к вспышкам вулканизма. Анализ плейстоценовых осадков юго-западной части Тихого океана позволяет показать спад в развитии кремнистых организмов в периоды вулканизма и резкое возрастание продуцирования кремнистой биомассы непосредственно после извержения и накопления в осадках основной массы вулканокластов [Huang e.a., 1974].

Однако только преобразованием вулканогенного материала в процессе диагенеза (гальмиролиза) получить пальпорскит, а тем более сепиолит вряд ли возможно. В процессе минералообразования должен ощущаться некоторый дефицит Mg²⁺, несмотря на эначительное его содержание в базальтах и других щелочных породах района (см. табл. 11). Эксплозивные пепловые и гиалокластовые дисперсные продукты извержений должны значительно обедняться Mg²⁺ и Ca²⁺ в процессе поствулканических изменений и транспортировки. В бассейн седиментации вулканические диспергиты поступают уже в эначительной степени гидратированными и палагонитизированными. В обычных условиях в морской среде процесс преобразования вулканического стекла пойдет Скорее по пути бентонитообразования, для осуществления которого также необходимо повышенное содержание Mg²⁺ [Hawkins, Roy, 1963]. При недостатке ^{Мg2+} в исходном материале на образование монтмориллонита расходуется М³²⁺ иловых вод или гидротерм. В известных проявлениях вулканогенных бен-Элнитов не известны пока случаи образования их по продуктам базальтового Зулканизма. М.А. Ратеев [1968] и Ж. Милло [1968] указывают на преимущественно кислый, риолит-трахитовый, изредка андезитовый состав исходного пирокластического материала. Отмечаемые в составе палыгорскитсодержащей толщи глин прослок бентонитов несомненно связаны именно с такими вулканическими дифференциатами. Для преобразования щелочно-базальтоидного вулканокластового материала в палыгорскиты необходимы дополнительные источники Mg²⁺ и SiO₂ [Bonatti, Joensuu, 1968]. Активный вулканизм, как правило, всегда связан с эксгаляционными и гидротермальными процессами [Страхов,
1963; Набоко, 1963, 1971; и др.]. Они являются наиболее вероятным источником магния и кремнезема в районе, характеризующемся столь активной тектономагматической деятельностью, как Восточная Атлантика, в позднем мелу и зоцене.

Прямое хемогенное сингенетичное осаждение палыгорскита из гидротермальных растворов по модели рудоносных осадков Красного моря [Bowles e.a., 1971] кажется маловероятным, так как в этом случае скорее формировался бы сепиолит, а не палыгорскит, требующий для своей кристаллизации присутствия реакционноспособного A]³⁺, мало подвижного в щелочных условиях. Сепиолитовые тонкие прослои в толше палыгорскитовых глин несомненно могут иметь такой генезис, но врядли хемогенный механизм можно перенести на всю толщу.

Критически рассмотрев все известные модели формирования палыгорскитовых глин Восточной Атлантики на основании результатов изучения особенностей их локализации и вещественного состава в совокупности с анализом истории геологического развития Западной Африки, характером вулканизма и тектонического режима, можно сделать следующие выводы.

1. Образование основной толщи палыгорскитовых глин происходило в возрастном интервале поздний мел – ранний зоцен, совпадающем с активизацией щелочного базальтоидного вулканизма как на вулканических архипелагах Зеленого Мыса, Канарских островах и Мадейры, в районах горстовых поднятий по окраинам зон пернокеанических погружений Африканского континента, так и на океаническом дне.

2. Матрицей для образования пальпорскита служили крайне нестойкие дисперсные продукты щелочно-базальтоидного вулканизма. "Свидетели" которого обнаружены при изучении крупных фракций из пальпорскитовых глин.

3. Метасоматическая специфика кристаллизации и особенности кристаллической структуры определили единую направленность кристаллических индивидуумов палыгорскита от периферии обломков стекла к центру с образованием сноповидно-лучистых агрегатов.

4. Высокая щелочность среды, являющаяся одним из необходимых условий палыторскитообразования, обусповлена составом исходного тефрового материала.

5. Преобразование нестойких щелочных витрокластитов происходило в стадию диагенеза – начального эпигенеза, возможно с участием термальных магнезиальных растворов, приводящих к глубокому разложению стекла. Известно, что глубинные разломы, обусловленные процессами атлантического рифтогенеза и контролирующие эманационно-гидротермальную деятельность в районе, периодически активизировались с позднего мела до настоящих дней (например, геотермальная система в бассейне Азорских островов) [Muecke e.a., 1974].

6. В условиях избытка Mg²⁺ и (или) отсутствия Al₂O₃, например в карбонатных осадках, образовались хемогенный сепиолит и аутигенный доломит.

7. Побочными парагенетическими продуктами преобразования тефрового материала являлись клиноптилолит, монтмориллонит и окислы Mg и Fe. Более крупные частицы стекла захоронялись в палыгорскитовой глине, сохраняя реликтовые стадии преобразования.

8. Аномально высокая пористость океанических осадков, являющаяся специфической особенностью зон океанического эпигенеза [Коссовская, Шутов, 1976], обеспечила повышенную проницаемость исходного материала, что способствовало интенсификации всех стадий диагенеза и начального эпигенеза в пределах слоев, образованных одноактным поступлением материала различного состава и типа.

9. Чередование почти мономинеральных прослоев палыгорскитового, монтмориллонитового, цеолит-кристобалитового состава с пепловыми прослоями является, по всей видимости, результатом как дифференциации материала в глубинных очагах вулканических аппаратов, так и следствием поступления в бассейн седиментации тефрового материала различтой дисперсности и различного типа.

10. Палыгорскиты охарактеризованных глин выделяются в особый генетический тип – камуфлированный вулканогенно-гидротермальный.

МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ ГИДРОСИЛИКАТЫ Группы Палыгорскита и сепиолита в осадках древних континентальных бассейнов

Проявления магнезиальных гидросиликатов в неогене Украинского щита, палеозое Московской синеклизы и Припятского прогиба, описываемые ниже, достаточно подробно освещены в литературе. Новые исследования, проведенные при подготовке настоящей работы, позволяют существенно дополнить известные материалы и уточнить представления о генезисе палыгорскитовой минерализации на Русской платформе.

ПАЛЫГОРСКИТОВЫЕ ГЛИНЫ НЕОГЕНА В ЧЕХЛЕ УКРАИНСКОГО ЩИТА НА ЧЕРКАССКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Уникальные бентонитовые и палыгорскитовые глины в центральной части Украинского кристаллического щита обнаружены в 1954 г. на территории Черкесской области, в пределах Букского, Лысянского, Таращенского, Ставищенского и Богуславского административных районов (рис. 22). В настоящее время это крупнейшее месторождение СССР, сравнимое по качеству глин, мощности и площади проявления с лучшими месторождениями Флориды (США). Первые сведения о месторождении приведены А.Е. Фурсой [1958], детальные работы по исследованию минералогического состава и физических свойств глин



Рис. 22. Обзорная карта района Черкасского месторождения (штриховка) бентонитовых и палыгорскитовых глин [Овчаренко и др., 1958]

продуктивной толщи осуществлены Е.Г.Куковским [1960, 1966], Е.Г.Куковским и А.Б.Островской [1961, 1962, 1963], Ф.Д.Овчаренко и др. [1958, 1966], Н.Г.Васильевым и др. [1976].

Черкасское месторождение изучалось автором в 1972 г. с отбором проб по разрезу действующего карьера на Дашуковском участке. Обработка проб проводилась по схеме, принятой для океанических глин (см. табл. 3).

геологическое положение

Черкасское месторождение находится на водоразделе между бассейном рек Горный Тикич и Россь, вытянутом с северо-запада на юго-восток в соответствии с протяженностью геологических структур. В этом же направлении наблюдается понижение поверхности кристаллического фундамента.

Кристаллические породы Украинского щита в пределах месторождения (рис. 23) почти повсеместно перекрыты мощными осадками кайнозоя. На поверхность породы фундамента выходят только в долинах рек Горный Тикич и Россь. Наиболее древними породами фундамента являются метаморфические породы, выделенные И.В. Лучицким в самостоятельную тетеревобугскую свиту архейского возраста. В районе месторождения эта свита сложена биотитовыми, гранат-биотитовыми, амфибол-биотитовыми, амфибол-плагиоклазовыми гнейсами и амфиболитами. Основные и ультраосновные породы архея встречаются в виде небольших ксенолитов среди инъекционных гнейсов и мигматитов серых и розовых гранитов Кировоградско-Житомирского архейско-протерозойского интрузивного комплекса, почти нацело ассимилировавшего более древние породы.

В конче палеозоя – начале мезозоя на кристаллических породах Украинского щита в условиях континентального латеритного выветривания сформировалась мошная древняя кора выветривания. Состав ее отражает первичный состав подстилающих пород [Русько, 1974]. Так, на кислых породах развиты существенно каолинитовые толщи, над основными и ультраосновными породами в составе коры выветривания появляются гидрослюда и хлорит. Максимальная мощность коры выветривания в районе достигает 49 м (по данным бурения), на участках поднятий фундамента колеблется в пределах 5-10 м, а иногда совершенно отсутствует. Повсеместно кора выветривания архейско-протерозойских пород перекрыта толщей осадочных отложений кайнозоя.

Разрез палеогеновых отложений представлен (снизу вверх) породами бучакского, киевского и харьковского ярусов. Углистые пески, глины с бурым углем бучакского возраста (эоцен P2b) распространены в большей степени в восточной части района в области понижений фундамента и представляют собой болотно-озерные отложения зоны гумидного литогенеза. В киевское время (эоцен Рок) в восточной части площади существовал морской мелководный режим. Отложения представлены морскими песчано-глинистыми осадками, трансгрессивно залегающими на бучакских угленосных песках и глинах. На остальной территории в это время происходил интенсивный размые бучакских пород. Трансгрессия харьковского века (олигоцен, P3hr) сопровождалась отложением толщи мелко- и тонкозернистых глауконитсодержащих зеленовато-серых песков с пачкой глин монтморилонит-гидрослюдистого состава в нижней своей части, залегающей на размытой поверхности угленосных континентальных отложений бучакского (реже киевского) возраста. Песчаники в разрезе дарьковских отложений имеют подчиненное значение и пятнисто-неправильное распространение на изучаемой площади. Они также окрашены в зеленовато-серые тона, очень плотные, ноздреватые, кварц-глауконитовые, с кремнистым или глинистым цементом. Обнажения харьковских песков и песчаников наблюдались нами в долине р. Гнилой Тикич. В приподнятых участках в харьковское время шло образование континентальных гумидных фаций мощностью до 1 м с прослоями бурого угля.

На размытой поверхности отложений харьковского века, а иногда непосредственно на коре выветривания кристаллических пород залегает нерасчле-



Рис. 23. Геологический разрез района Дашуковского участка

1-4 - осадочный комплекс: 1 - почвенный слой, подморенные суглинки четвертичного возраста, 2 - пестрые глины сармата, 3 - нижне-среднемиюценовые глины продуктивной толши, 4 - кварц-глауконитовые отложения харьковского века; 5-8 - архейский интрузивный комплекс: 5 - биотитовые, эмфиболбиотитовые и мусковитовые мигматиты, 6 - амфиболиты, 7 - биотитовые гнейсы, 8 - нижняя граница коры выветривания

ненная толща нижнего и среднего миоцена (N¹⁺²), включающая продуктивные слои [Фурса, 1958]. Они отнесены к полтавской свите на основании фациального перехода толщи в типичные пески полтавской свиты в юго-восточной части района. Нерасчлененные нижно- и среднемиоценовые отложения литологически делятся на две пачки.

Нижняя представлена песками, верхняя - глинами. Пески мелко- и среднезернистые, белого, светло-серого, серовато-желтого и зеленовато-серого цвета. От типичных песков полтавской свиты, представленных белыми мелкозернистыми каолинитсодержащими разностями, пески нерасчлененной нижнеи среднемиоценовой толщи отличаются более темной окраской, наличием в нижней части разреза зеленовато-серых глауконитсодержащих песков и довольно слабой сортировкой. В песках наблюдаются обособления неправильных очертаний и линзовидные прослои песчаников с кремнистым или известковисто-глинистым цементом различной крепости. В восточной части района в буроугольном прослое, приуроченном к нижним горизонтам песков, подстилающих продуктивную толщу, Р.Х. Слуцкая нашла и определила обильную флору, отнесенную к аквитанскому ярусу нижнего миоцена.

Верхняя часть разреза нижне-среднемиоценовых отложений, включающая пестрые глины сарматского яруса (N₁s¹⁻²), слагают продуктивную толщу месторождения, представленную пластичными тонкодисперсными глинами монтмориллонит-палыгорскит-гидрослюдистого состава общей мошностью от 1 до 18 м при средней 8,5 м. В восточном направлении наблюдается увеличение мощности. В толще глин присутствуют редкие линзы известняка мощностью до 3-4 м.

В районе распространения продуктивной толщи Д.Ф. Володин отметил две пересекающиеся крупные тектонические зоны дробления с отчетливо проявленными явлениями милонитизации и процессами гидротермального изменения. Зоны дробления представляют собой широкие (2-5 км) полосы субмеридионального и субширотного простирания. Заложение тектонических зон произошло, по-видимому, в раннем протерозое параллельно с внедрением в ядра антиклиналей мощных масс гранитоидной магмы кировоградско-житомирского комплекса, процессами ассимиляции ею древних основных пород и образованием мигматитов. Подвижки продолжались на протяжении всего палеозоя. Многократные процессы гидротермального изменения в пределах зон дробления свидетельствуют об их длительном существовании и периодической активиза-

Таблица 12

История формирования осадочных пород района Черкасского месторождения

Время формирования	Процесс	Тип и условия образования породы
Ранний архей	Накопление мощной толщи песчано-глинистых и мерге- листых осадков	Осадки геосинклинального типа
	Метаморфизм и внедрение основных и ультраосновных магм	Породы амфиболитовой фации: гнейсы, кварциты, амфиболиты
	Складкообразование, внедре- ние кислых интрузий	Гранитоиды и мигматиты
Ранний протерозой	Образование мощных зон тек- тонических разломов	Начало формирования континен- тальной коры выветривания, продолжавшегося весь мезозой (?)
Бучакский век	Опускание суши	Угленосные осадки болотно- озерного типа
Киевский век	Трансгрессия моря в вос- точной части района	Мелководные и прибрежно-мор- ские песчано-глинистые осадки
Харьковский век	Трансгрессия моря по всей территории	Морские осадки, представлен- ные кварц-глауконитовыми пес- ками и глинами
Полтавский век	Восточная часть района – прибрежно-морское и лагун- ное осадконакопление Центральная часть района – мелководное осадконакоп- ление	Нормально-морские кварцевые пески белого цвета, участками угленосные Продуктивная глинистая толща палыгорскит-бентонитовых глин, иногда с прослоями известняков
Сарматский век	Обширная трансгрессия моря	Пестрые морские глины

ции. В тектонической зоне субмеридионального простирания в ряде пунктов наблюдаются источники воды с повышенной минерализацией и высоким содержанием радона. В процессе бурения выделены и отдельные зоны милонитизации и гидротермальных изменений по всей площади, связанные с оперяющими трещинами. История геологического развития района в целом отражена в табл. 12.

Переходя к характеристике особенностей распространения продуктивной толщи Черкасского месторождения, необходимо отметить, что она разделена на пять слоев [Куковский, Островская, 1961; Овчаренко и др., 1966], которые различаются по минералогическому и химическому составу (табл. 13). Продуктивная толща месторождения представляет собой пластообразную залежь извилистых очертаний. Залегание слоев горизонтальное. Нами установлены довольно резкие колебания состава в пределах отдельных слоев и обнаружены неизвестные ранее породы вулканогенного генезиса. Описание слоев дано сверху вниз.

Первый слой (монтмориллонит-гидрослюдистый) – наиболее мощный, имеет сплошное распространение на площади месторождения. Средняя мощность 14,1 м (1,5-26 м). В восточной части района глина сильно запесочена, хотя в этом направлении, соответственно, происходит общее понижение фундамента и увеличение глубины морского палеобассейна. В скв. 1294 в восточной части месторождения глина переходит в песок мощностью до 2 м. В западной, наиболее приподнятой части района глины этого слоя очень пластичны и однородны по гранулометрии. В южном и юго-зададном направлении глины выходят за территорию разведанной площади. В контуре подсчета площадь их распространения близка к 643 км².

Второй слой (бентонитовый) оконтурен на площади 24,8 км². Примечательно, что в восточном направлении бентониты выклиниваются с фациальным

Таблица 13

Состав продуктивных слоев Черкасского месторождения

		· ··· ·			
Номер слоя (свер- ху вниз)	Возраст	Мошность, м	Характеристи- ка породы	Пелитовая фракция, %	Песчано-алевритовая фравция
1	N ₁ s ^{2–3}	<u>1,5–26</u> 14,1	Темно-серая плотная кар- бонатизиро- ванная глина	Монтморил- лонит (до 50), гидро- слюда (20- 30), кальцит (20), кварц (10), каоли- нит (5)	Кварц, полевой шпат, детритус, карбонат- ные стяжения, циркон, гранат, рутил, турма- лин, дистен, ставролит, силлиманит, эпидот, андалузит, апатит, ильменит, лейкоксен,
II	N ₁ ¹⁺²	<u>0,5–15,0</u> 5,9	Серая и зе- леновато-се- рая плотная вязжая глина с примазка- ми и обособ- лениями Fe-Mn-окис- лов по все- му слою и зернами опалового	Монтморило- нит (до 80), кварц (до 10), палыгорскит (5)	Гематит, инрит Редкие нулканические стехла, кварц, поле- вой шпат, агрегаты глинистых зерен, опал карбонатные стяже- ния, циркон, рутил, турмалин, дистен, ставролит, силлиманит, ильменит, гематит, гранат, эпидот, апа- тит, пирит (окислен- ный)
III	N ₁ ¹⁺²	<u>0,5-8,5</u> 2,7	состава Светло-се- рая легжая трепеловид- ная глина с Мп-окислами, прослоями витроклоями	Палыгорскит (80-100), монтморилио- нит (0-20)	Глинистые агрегаты, измененные стекла, кварц, полевой шпат, слюда, циркон, гранат, рутил, дистен, став- ролит, силлиманит, ильменит, гематит,
IV	N ¹⁺²	<u>0,4–5,7</u> 1,7	ыад Туфов Коричневая плотная вос- ковидная гли- на с гидро- окислами Mn и Fe	Монтморилло- нит (40-90), палыгорскит (60-10), гид- рослюда (до 10), кварц (до 10-15)	Оскольчатые глини- стые агрегаты (ре- ликты стекол), квари, полевой шпат, псило- мелан, барит, циркон, гранат, рутил, тур- малин, дистен, став- ролит, силлиманит,
v	N ¹⁺²	0-5	Глина зеле- ная и зеле- новато-корич- невая, пят- нисто-обох- ренная и за- песоченная, переходящая в зеленовато- серые и бе- лые пести	Монтморилло- нит (40-50), гидрослюда (20-30), па- лыгорскит (10-20), квара (10)	ыльменит, диатомей Кварц, полевой шпат, циркон, рутил, турма- лин, дистен, ставро- лит, силлиманит, ильменит, лейкоксен, гематит, пирит, апа- тит

Примечание. Количественная оценка производилась по данным рентгеновского, электронно-микроскопического и петрографического анализов.

замещением их песком. В южном направлении границы распространения не прослежены.

Третий слой (палыгорскитовый), представленный светло-серой трепеловидной глиной, состоит из четырех основных линз, наибольшая из которых прослеживается в западной части месторождения. Мощность слоя – 0,5–8,5 м, средняя – 2,7 м. Площадь распространения в контуре метровой мощности составляет 322,9 км². Мощность третьего слоя в восточном направлении уменьшается, а качество глин улучшается. Основное отличие этого слоя – резкие контакты с подстилающими и перекрывающими породами.

Четвертый слой (палыгорскит-монтмориллонитовый) представлен отдельными линзами сложной конфигурации. Мощность его – 0,5–5,7 м. На значительных площадях этот слой отсутствует вообще. Площадь распространения в контуре метровой мощности составляет 344 км².

Пятый слой (монтморилонит-гидрослюдистый) – нижняя часть продуктивной толщи – имеет не повсеместное распространение и очень изменчив по гранулометрии и минеральному составу. Очень плотная зеленого цвета глина локализуется в отдельные линзы и прожилковидные обособления с извилистыми границами. Иногда увеличивается примесь кварцевого песка с глауконитом. В южной части месторождения при увеличении мощности отмечается преобладание прослоев и линз песка. Площадь распространения глин пятого слоя в контуре метровой площади принята за 135 км².

типы пород

Исследование проведено на Дашуковском участке месторождения (рис. 24). Всего отобрано 70 образцов (1/72-70/72) из глинистых, карбонатных, песчаных и кристаллических пород, распространенных в районе месторождения, с дополнительным отбором различных включений и обособлений. В разрезе толщи выделены следующие типы пород: монтмориллонит-гидрослюдистые глины I слоя; бентонитовые глины II слоя; известняки III слоя; палыгорскитовые глины III слоя; туфогенная порода III слоя; палыгорскит-монтмориллонитовые восковидные глины I V слоя; туфодиатомит IV слоя; кварцевые пески V слоя.

<u>Монтмориллонит-гидрослюдистые глины I слоя</u> образуют разрез сарматского яруса (N₁s²⁻³). Это серые и зеленовато-серые плотные вязкие глины, пятнисто окрашенные в бурые и красные цвета гидроокислами железа с черными, мажущимися округлыми стяжениями размером до 2-3 мм и дендритами, представленными рентгеноаморфными гидроокислами марганца (данные спектрального анализа, положительная реакция на M₁+4 с уксуснокислым бензидином). Выделяются линзовидные алевропесчаные прослои, обогащенные кварцем и полевым шпатом. В толще глин отмечены кулисообразные, с раздувами и пережимами, прослои (до 20 см) рыхлого ноздреватого глинистого известняка и отдельные карбонатно-кремнистые стяжения изометричной формы диаметром до 12-15 см, характерные как для карбонатных линз, так и для всей глины.

Рентгеновский анализ показал, что основная фаза глины (фракция <0,001) представлена монтмориллонитом с четким рефлексом $d_{(001)}=15$ Å, разбуханием межслоевого пространства до 18 Å при насыщении глицерином и сжатием решетки при нагревании до 550°С (см. рис. 24). Гидрослюда типа 2 M₁ проявляется на дифрактограммах по базальным рефлексам с межплоскостными расстояниями dx = 10,0 Å; 4,96–4,98 Å; 3,34–3,36 Å; можно утверждать, что гидрослюда в глинах I слоя имеет существенно аллотигенно-обломочное происхождение [Коссовская и др., 1971; Милло, 1968]. Уменьшение ее количества к верхам разреза свидетельствует о разрастании сарматской транс-грессии и уменьшении роли обломочного материала в процессе седиментоге-неза. В незначительном количестве присутствует каолинит.

Химический состав глины представлен в табл. 14 (обр. 14). MgO достигает 4,0% и связан с монтмориллонитом; высокое содержание K₂O обусловлено присутствием гидрослюды.



Рис. 24. Разрез Дашуковского карьера, содержание ведущих сомпонентов и дифрактограммы для фракции < 0,001 мм 1 - глины; 2 - алевриты и алевритистые глины; 3 - пески; 4 - известняки; 5 - глинистый известняк; 6 - карбонатные

стяжения и линзы в глинах; 7 - туфогенные породы; 8 - туфо диатомиты; 9 - скопления гидроскислов железа и марганца; 10 - органические остатки; 11 - пески глауконитовые

зам				
про				
,				
ной				
сле				
cpe				
Tabi				
шае				
KOH'				
τ				
ным				
TOUS				
B T(
1				
1 10 0				
HUN				
Tpen				
JOKE				
МИ				
TOM				
OQUE				
BKC				'
Исси				
Bcei				
чань				
допс				
L cn				
DOOM				
BOCK				
<u>.</u>				
CKOL				
IISTH				
ным				
ми,				
cnex				
зиди				
цем				
и пе				
няка				
метр				
глин				
P				
пред				
em N				
реше				
проя				
pacc				
HTO I				
прои				
личес				
TREC				
Head R Head	- Начительном количестве присутс	TRVAT RADINUUM		
Ymmee	INT COCTAB FURNE TRADOTES APROVE	табл 14 (лба	, 14) M~^	B
				11/1/2001

Химический состав глины представлен в табл. 14 (обр. 14). MgO достигает 4,0% и связан с монтмориллонитом; высокое содержание K₂O обусловлено присутствием гидрослюды. В интервале 10,5-11 м осуществляется постепенный переход этих отложений в серую пластичную глину II слоя. В зоне перехода прослеживаются кулисы рыхлого ноздреватого известняка, иногда мергелистого.

Бентонитовые глины II слоя достигают мошности 4,5 м по всем стенкам карьера. Глина светлая, желтовато-зеленовато-серого цвета; иногда окрашивается в бурые и рыжие тона многочисленными включениями гидроокислов железа, с чем связана характерная пятнисто-мраморная окраска глины на срезе. Отличается от сарматских пестрых глин цветом, восковым блеском и чрезвычайной пластичностью и тонкодисперсностью (фракция <0,01 мм составляет в отдельных пробах до 90-95%; рис. 25).

Под микроскопом глина имеет пелитовую, изредка алевропелитовую структуру с мозаично-сетчатым угасанием монтмориллонитовых агрегатов. До 10% от алевритового материала, представленного в основном терригенным корродированным кварцем, полевым шпатом с четкими кристаллографическими очертаниями и редкими акцессорными минералами, составляют округлые выделения опалово-глинистого и глинисто-карбонатного материала иногда чешуйчатоконцентрического строения. Наряду с монтмориллонитом встречены агрегаты палыгорскита с более высоким преломлением и низкими цветами интерференции. Микрослоистость проявлена очень слабо, но иногда обнаруживается послойное обогащение бентонитов алевритовым кварцевым материалом.

В средней части толщи встречено несколько зерен ромбических пироксенов реликтовой пластинчато-таблитчатой формы с высоким рельефом, замещенных палыгорскит-монтмориллонитовым агрегатом по базальным плоскостям табличек с образованием характерных гребенчатых, зубчатых окончаний. Подобные эпигенетические изменения и замещения пироксенов описаны А.Г. Коссовской [1951] для продуктивной толщи Азербайджана, где в результате воздействия щелочных вод на полимиктовые алевритово-песчаные толщи этот процесс имеет широкое распространение. В черкасских глинах это явление не типично. Таких реликтовых зерен чрезвычайно мало и маловероятно, что этот процесс мог обусловить накопление почти мономинеральных слоев бентонитов с незначительным содержанием терригенного материала.

В основании толщи в тонкодисперсных пластичных глинах с реликтовой витрофировой структурой наблюдаются колломорфные выделения опал-монтмориллонитового состава зеленовато-бурого цвета, выделяющиеся на общем светлом фоне интенсивной окраской, более высокими цветами интерференции. Агрегаты глинистых частиц часто ориентированы вокруг изотропных опалово-монтмориллонитовых угловато-вильчатых или остроугольных реликтовых частиц. В значительном количестве присутствуют выделения гидроокислов марганца. Мощность этого прослоя невелика - 20-25 см. В образцах из подошвы слоя наряду с опалово-монтмориллонитовыми, карбонатными и марганцевыми включениями и корродированными зернами кварца (до 10% от фракции >0,01 мм) под микроскопом в общей пелитовой массе отмечены отдельные участки (до 2×3 мм) угловатой формы, криптокристаллической и криптосферолитовой структуры, почти изотропные, частично агрегатно угасающие, с колломорфными выделениями зеленого монтмориллонита.

При рентгеновском анализе обнаружено, что во всех фракциях резко преобладает монтмориллонит, рефлексы которого в отличие от монтмориллонита сарматских глин иногда несколько сдвинуты в стороны больших углов как в природных ориентированных препаратах, так и при насышении и прокаливании (см. рис. 24, обр. 24), $d_{(001)} = 13,8$ Å, 17,7 Å и 9,6 Å. В некоторых образцах отмечены слабо выраженные рефлексы гидрослюды (рис. 26). Типичные линии бейделлита, на присутствие которого по химическому составу указывают Ф.Ф. Овчаренко с соавторами (1966), отсутствуют даже при обработке препаратов по методу Грин-Келли; значительное же содержание SiO₂ в некоторых образцах и отношение SiO₂: Al₂O₃ \approx 3 можно связать с обогашением глин опалом, отмечаемым в шлифах и иммерсионных препаратах. Каолинит определен по сглаженным нечетким рефлексам 7,1 Å, 7,08 Å и 3,55 Å, что

77

Таблица 14

Химический состав глин из

<u> </u>	Слой I		Слой II		•
Компоненты	Обр. 14-72	Обр. 16-72	Обр. 17-72	Обр. 18-72	
	<0,001 мм	<0,001 мм	<0,001 мм	<0,001 мм	
SiO ₂	41,11	46,54	46,96	47,58	1-
TiO ₂	0,66	0,92	0,91	0,97	
Al ₂ O ₃	16,05	21,36	19,71	19,91	
Fe ₂ 03	6,58	7,99	8,71	9,59	
FeO	0,05	0,11	0,08	0,13	
CaO	9,3	1,82	2,4	1,92	
MgO	3,62	1,63	1,93	1,5	
MnO	0,07	0,01	0,02	0,02	
Na ₂ O	0,13	0,08	0,08	0,08	
K ₂ 0	1,5	0,13	0,47	0,27	
H ₂ 0+	5,47	9,72	7,37	9,03	
$\tilde{H_20}$	8,88	8,97	10,55	9,11	
co,	5,66	0,24	0,26	0,05	
С	0,41	0,17	0,04	0,31	
P ₂ 0 ₅	0,07	0,03	0,02	0,03	
Сумма	99,56	99,72	99,51	100,5	
Іи II вы- тяжки:					
SiO _{2 кварц}	0,53	1,61	0,29	Не опр.	
SiO _{2 аморф}	1,54	1,54	He onp.	•	

*Анализы, пересчитанные на вещество без SiO_{2 квари} и SiO_{2 аморф}.

свидетельствует о его обломочной природе и процессах деградации в бентонитовой толще. Кварц и полевые шпаты определяются в дифрактограммах фракции > 0,001 в очень незначительном количестве, увеличивающемся в крупных фракциях. Дифрактограмма гидроокислов марганца близка к изутиту с наиболее интенсивными линиями в области 2,40 Å и 2,20 Å.

На электронно-микроскопических снимках в суспензии бентонитовых глин наряду с облачнокруглыми и полупрозрачными расплывчатыми чешуйками и агрегатами монтмориллонита в образцах из подошвы слоя с реликтовой витрофировой структурой выявлены обособленные скопления игольчато-волокнистых сноповидных агрегатов, микродифракционная картина которых близка к палыгорскиту.

По химическому составу (см. табл. 14) во фракции < 0,001 мм бентонитовых глин бросается в глаза обедненность магнием по сравнению с известными бентонитами, связанными с гальмиролитическим преобразованием туфов преимущественно среднего состава или гидротермальным их преобразо-

Слой ІІ					Сло	a III
	Обр. 19-72	Обр. 24-72	Обр. 24-72*	Обр. 24-72	Обр.37-72	Обр. 37-72*
	<0,001 мм	<0,001 мм	<0,001 мм	Порода	< 0,001 мм	<0,001 мм
	50,8	52,01	48,1	53,01	51,1	49,0
	1,06	1,0	1,07	1,25	0,35	0,37
	18,91	17,83	19,2	17,4	11,6	12,1
	8,58	8,48	9,11	8,78	7,99	8,36
	0,08	0,05	0,05	Нет	Нет	Нет
	1,83	1,18	1,27	1,41	0,99	1,04
	1,45	1,91	2,05	1,89	6,59	6,88
	0,01	Сл.	Нет	0,02	0,18	0,19
	0,08	0,04	0,04	0,14	0,1	0,1
	0,13	0,11	0,12	0,13	1,12	1,17
	8,26	7,47	8,04	6,73	9,25	9,67
	8,65	9,83	10,57	9,71	10,4	10,86
	Her	0,12	0,13	Нет	0,18	0,19
	0,44	0,26	0,28		0,11	0,11
	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03
	100,31	100,31	100,05	100,49	99,99	100,07
	Не опр.	5,81		3,49	0,3	
	•	1,54		2,06	4,0	

ванием. Содержание MgO не превышает 2%, что существенно ниже, чем в монтмориллонит-гидрослюдистой глине сарматского яруса, которая, как известно, генетически связана с переотложенной корой выветривания кристаллических пород Украинского шита. Для черкасских бентонитов подобный генезис оказывается сомнительным [Овчаренко и др., 1966; Куковский, Островская, 1961; Куковский, 1960]. Весьма высокое содержание SiO_{2 кварц} в породе и фракции < 0,001 мм некоторых прослоев (обр. 24) отражает обогашение терригенным кварцем.

Полуколичественным спектральным анализом в марганцевых окислах типа изутита установлены Pb – до 0,1%; Cu – до 0,01%; Co – 0,7%; Ni – до 0,1%; в белых карбонатно-глинистых стяжениях содержание Ва равно 7-10%, что свидетельствует о присутствии баритовой минеральной фазы; для фракции < 0,001 мм характерно повышенное содержание Ti – 0,7%, Cu – 0,005%, V – 0,01%. Остальные элементы присутствуют в пределах кларковых содержаний (аналитик Клевенская Е.).

	Слой III			
Компоненты	Обр. 37-72	Обр. 38-72	Ofp. 38-72	Обр. 42-72
	Порода	<0,01 мм	Порода	<0,Q01 мм
SiO ₂	l 53,07	58,76	50,89	ו ו 53,56
TiO ₂	0,47	0,25	0,44	0,33
Al ₂ O ₃	9,97	13,23	19,43	9,2
Fe ₂ O ₃	6,8	2,88	3,92	8,0
FeO	0,46	0,14	0,1	0,22
CaO	1,16	1,9	2,02	Сл.
MgO	6,97	3,34	3,51	7,46
MnO	0,1	0,005	0,03	0,11
Na ₂ O	0,18	0,2	0,41	0,66
К ₂ О	0,94	0,2	0,57	0,75
H_2O^+	7,98	14,0	7,44	10,06
H ₂ 0	11,4	5,05	10,36	9,62
CO ₂	Нет	Нет	Нет	Нет
C	•	•	0,27	
P ₂ 0 ₅	0,34	0,05	0,13	0,05
Сумма	39,84	100,01	99,52	100,02
IиII вы- тяжки:				
SiO _{2 кварц}	1,58	Не опр.	He onp.	Не опр.
SiO _{2аморф}	2,99	3,02	1,62	•

Известняки III слоя прослеживаются в карьере Дашуковского участка в виде линзы с нечеткими, расплывчатыми границами и мощностью от 1 до 3 м на границе бентонитовых и палыгорскитовых глин. Нижная часть комковатых рыхлых глинизированных известняков постепенно переходит в палыгорскитовую глину. По данным бурения, известняки на всей площеди представлены редкими линзовидными телами в пределах II и III слоев или между ними. Сероватозеленая бентонитовая глина в зоне перехода значительно карбонатизирована, приобретает коричневато-серый цвет и пятнисто-ожелезненную окраску, наблюдается много мелких карбонатных линэ и обособлений. В верхней части разреза известнях рыхлый, сыпучий с неправильными участками комковатого строения, сложенными плотными серыми окремненными угловато-округлыми образованиями, сцементированными глинистым материалом. Ниже известняки уплотняются, приобретают плотную афанитовую и мелкокристаллическую структуру (обр. 31). Мошность плотной разности не превышает 0,8-1 м. На контакте с палыгорскитовыми глинами (обр. 34-35) содержание глинистого материала палыгорскитового состава 30-60%, повышается содержание

(продолжение)

Слой III	Слов IV				
Обр. 43-72	Обр. 45-72	Обр. 46-72	Обр. 46-72	Обр. 48-72	Обр. 48-72
Порода	Порода	<0,001 мм'	Порода	<0,01 mm	Порода
57,31	56,89	53,58	51,91	54,76	59,79
0,4	0,46	0,5	0,39	0,46	0,47
9,22	11,24	13,55	12,36	14,37	12,26
5,93	5,9	6,61	7,6	4,93	4,4
0,04	0,14	0,14	0,07	0,14	Нет
1,12	1,11	1,06	1,34	1,13	1,45
7,21	4,87	4,31	4,68	3,75	3,62
0,14	0,08	0,03	0,08	0,17	0,16
0,21	0,34	0,1	0,21	0,2	0,42
0,78	1,3	2,0	2,2	1,1	1,22
9,73	6,67	12,2	7,09	13,0	6,33
7,75	10,32	5,74	11,95	5,68	9,82
Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
0,01	0,35	•	0,16	•	0,33
0,04	0,04	0,05	0,03	0,08	0,04
99,89	99,71	99,87	100,07	99,77	100,31
Не опр.	He omp.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
•	2,32	•	-	•	

гидроокислов марганца, пронизывающих глину дендритовидными образованиями и точечными сажистыми включениями.

Под микроскопом в известняках криптокристаллической структуры отчетливо видны обломки пепловых туфов с колломорфными выделениями монтмориллонит-гидрослюдистого состава. Обломки почти изотропные с совершенными кристаллами апатита (табл. IX, а). В массе карбонатного вещества отмечены иногда органические остатки в виде тонкостенных раковин остракод, замешенных кальцитом, и опаловых спикул губок. Сохранность раковин, их тонкостенность свидетельствуют о довольно глубоководном бассейне в период формирования слоя. Рентгеновский анализ неориентированного порошка плотного известняка показал мономинеральный кальцитовый состав с незначительно проявленными рефлексами кварца и полевого шпата (рис. 27), но в шлифах из кремнисто-карбонатных обособлений после растворения известняка HCl 10% (на холоде) обнаруживаются мелкие кристаллы доломита.

Палыгорскитовые глины III слоя представляют собой однородную пластичную глину с восковым блеском на сколах, серовато-коричневую во влажном 6 мо

	Слой IV	Слой V		
Компоненты	Обр. 49-72	Обр. 51-72	Обр. 52-72	Обр. 52-72*
	<0,01 мм	<0,001 мм	<0,001 мм	<0,001 мм
SiO ₂	52,94	52,64	53,94	51,95
TiO ₂	0,33	0,38	0,42	0,44
Al_2O_3	12,39	15,19	12,48	12,96
Fe ₂ O ₃	6,24	6,32	6,95	7,21
FeO	0,14	0,14	0,29	0,3
CaO	0,84	0,28	0,82	0,85
MgO	6,21	5,24	6,44	6,68
MnO	0,31	0,05	0,03	0,03
Na ₂ 0.	0,17	0,1	0,06	0,06
К ₂ О	1,3	3,46	4,41	4,58
Н ₂ 0 ⁺	12,12	9,79	7,48	7,77
Н ₂ 0 [—]	7,32	6,58	6,77	7,04
CO ₂	Her	Her	Нет	Her
С	•	•	0,14	0,14
P205	0,05	0,05	0,05	0,05
Сумма	100,36	100,22	100,28	100,06
I и II вы- тяжки:				
SiO _{2 кварц}	Не опр.	Не опр.	1,17	
SiO _{2 аморф}	•	•	2,76	

Таблица 14 (окончание)

состоянии, а в сухом – светло-серую, трепеловидную, с оскольчатыми отдельностями. В интервале 19,0–19,7 м отмечены вытянутые и выдержанные по простиранию линзовидные кулисообразные обособления черных мажуших гидроокислов марганца, аналогичных встреченным в бентонитовых глинах, и прослой мощностью до 0,1 м очень светлой и чрезвычайно легкой в сухом состоянии породы (обр. 38) с резкими границами.

Ниже идут однородные палыгорскитовые глины (обр. 37, 39-43), очень пластичные, мылоподобные во влажном состоянии и легкие трепеловидные в сухом, послойно обогашенные гидроокислами марганца и гнездами железистых охр. Мошность в пределах участка 2,0-2,5 м.

Под микроскопом палыгорскитовые глины, несмотря на внешнюю однородность, обнаруживают различные текстурно-структурные черты, закономерно изменяющиеся от подошвы к кровле слоя. Породы представлены почти мономинеральной палыгорскитовой глиной с тонкопелитовой структурой и массивной неслоистой текстурой (табл. IX, б). Алевритовый материал практически отсутствует, лишь в обр. 43 отмечен тонкий (0,5 см) прослой, обогащенный кварцем алевритовой размерности. Палыгорскит образует разноориентированные удлиненно-чещуйчатые агрегаты коричневато-серого цвета; иногда заме-



Рис. 25. Гранулометрический состав (среднее по 3-4 пробам) глин продуктивной толши Дашуковского участка. Анализ сделан без дополнительного диспергирования реликтовых измененных обломков в слоях Ша и IV Фракции: 1 - <0,01; 2 - 0,01-0,1; 3 - >0,1



Рис. 26. Дифрактограммы бентонитовых глин II слоя продуктивной толши Черкасского месторождения

Условные обозначения см. на рис. 10



Рис. 27. Дифрактограмма порошка известняка между II и III. слоями продуктивной толщи Дашуковского участка (обр. 33-72)

тен небольшой угол погасания $\langle cNg$ до 2-3°, Ng' - Np' - 0,003-0,004; характерно агрегатное погасание. В иммерсионных препаратах замерен показатель преломления по Ng'- 1,513, по Np' - 1,503. Монтмориллонит, изученный по ряду шляфов, присутствует в III слое в двух типах: 1) серовато-коричневый, отличающийся от палыгорскита только более высокими цветами интерференции, и 2) сегрегационные колломорфные образования зеленого цвета вместе с опалом (табл. X).

В плотной тонкопелитовой сильно агрегированной массе породы из подошвы слоя (обр. 44) включены редкие зерна кварца крупноалевритовой размерности, разной окатанности, интенсивно корродированные. В значительной мере встречаются в шлифах и иммерсионных препаратах псевдоморфозы гидроокислов железа по пириту и тонкие кристаллиты апатита. В легкой фракции <0,01 мм эти кристаллы погружены в глинистые агрегаты и от них практически не отделяются. В обр. 43 в легкой фракции отмечено несколько крупных (>0,05 мм) обломков вулканического стекла, чистого, прозрачного, бесцветного, с раковистыми границами, изотропного, с n = 1,545. Основным компонентом легкой фракции являются вогнуто-оскольчатые реликтовые зерна, замещенные палыгорскитовым или палыгорскит-монтмориллонитовым агрегатом, с тонкозернистой или фибролитовой структурой.

В тяжелой фракции (1-2%) много округлых непрозрачных зерен, в отраженном свете желтоватс бурых, матовых, землистых (лейкоксен). Из минералов тяжелой фракции, кроме преобладающего окатанного темно-красного рутила и других минералов метаморфогенного комплекса, присутствуют хорошо ограненные цирконы, представленные кристаллами до 0,02 мм по оси *с* с хорошо выраженными гранями бипирамиды. До 5% от тяжелых фракций составляют мелкие моноклинные пироксены почти неизмененные, в удлиненных таблитчатых зернах.

Очень отличны по структуре глины обр. 44, 45. Макроскопически это слоистые глины с чередованием серых палыгорскитовых слоев со светлыми

разностями (0,5-6 см), обогащенными на поверхностях раздела зернами кварпа песчано-алевритовой размерности, угловатыми и слабо окатанными полевыми шпатами (табл. XI). Под микроскопом структура алевропелитовая, в скрещенных николях "кукурузно-сетчатая", петельчатая за счет ориентации более тонких чешуек вокруг алевритовых корродированных зерен кварца и полевого шпата. Очень похожа на алевротуффитовую. Кварц плохо сортирован, разной размерности и окатанности. Полевые шпаты присутствуют в двух типах: мелкие, сохраняющие пластинчатую кристаллографическую форму и крупные угловато-окатанные обломки. Первые, вероятно, имеют вулканогенноаллотигенную природу, вторые – явно терригенно-обломочную.

Некоторые зерна изометрично-таблитчатой или удлиненной формы со сглаженными углами нацело замещены пелитовым агрегатом. По реликтовой форме ориентации чешуек параллельно первичным плоскостям спайности их можно отнести к пироксенам или амфиболам. Единичные реликтовые пластинки напоминают измененный биотит, сохранивший бурую окраску и реликтовую совершенную спайность по оси с. На присутствие таких реликтовых образований обращают внимание Е.Г. Куковский и А.Б. Островская [1961], но мы наблюдали подобные реликты только в основании палыгорскитовых глин, где они количественно уступают кварцу и полевому шпату и в единичных случаях на первых стадиях изменения ("зубчатые" пироксены) в бентонитовых глинах. В легкой фракции преобладают глинистые агрегаты, иногда оскольчатой формы, но чаще неправильной, с "распушенными" границами (палыгорскит). В целом палыгорскит-монтмориллонитовый агрегат обнаруживает взаимное прорастание. Агрегированные чешуйки того и другого минерала спутаны и накладываются друг на друга даже в реликтовых зернах.

Рентгеновским анализом установлено, что пелитовая фракция (< 0,001 мм) во всех пробах представлена почти мономинеральным палыгорскитом (рис. 28, 29, см. рис. 24) с характерными интенсивными рефлексами 10,5-10,6 Å и 6,3 Å. Небольшое разбухание при насыщении глицерином вызывает сдвиг левого диффузного плеча рефлекса 10,5 Å и появление рефлекса 17,7 Å, что свидетельствует о присутствии монтмориллонита. Интенсивность пика 10,6 Å падает с увеличением размерности фракции с одновременным увеличением монтмориллонитовой, частично монтмориллонит-гидрослюдистой фазы, т.е. основная масса палыгорскита составляет фракцию < 0,001 мм. Тот же процесс разбавления палыгорскита монтмориллонитом наблюдается вниз по разрезу, что хорошо коррелируется с данными изучения шлифов.

Под электронным микроскопом в суспензии видны характерные сноповидные агрегаты – пучки более тонких волокон (планок) шириной около 0,02-0,03 мкм и длиной до 5 мкм (табл. XII) с очень небольшим количеством монтмориллонита, иногда облекающего палыгорскит разбухшей бесструктурной массой, свойственной сильно разбухающим разностям монтмориллонита [Викулова, 1952].

Химический состав черкасских палыгорскитовых глин очень сходен с сосглин (см. табл. 9, 14). Содержание MgO варьирует тавом океанических от 6,97% до 7,21% в породе. Примерно таким же оно остается и во фракции < 0,001 мм, но, учитывая увеличение SiO_{2 аморф} в тонких фракциях до 4,0%, связанное, вероятно, с опалом, количество MgO в минералогической фазе палыгорскита должно быть выше (до 8-9%). В отличие от океанических черкасские глины более богаты $\mathrm{Fe}_{2}\mathrm{O}_{3}$. Присутствие монтмориллонита, выразившееся в довольно высоком содержании Al₂O₃, затрудняет правильный расчет структурной формулы палыгорскита. В целом химический состав черкасского палыгорскита близок к составу палыгорскитов Восточной Атлантики и месторождения Джорджия (Флорида, США), генезис которого многие исследователи связывают с преобразованием монтмориллонитовых (бентонитовых) глин при участии магнезиальных растворов. Спектральным анализом во фракции < 0,001 мм следующие элементы: Mn - 0,3-0,7%, V - 0,003-0,007% установлены (на порядок ниже, чем в бентонитах I слоя); Си, Ni, Cr – пределах 0,003-0,007%; Ва - 0,01-0,03%; редкие элементы - в пределах кларковых величин для глин.



Рис. 28. Дифрактограммы ориентированных препаратов тонких фракций палыгорскитовой глины (обр. 37-72). Во фракции <0,001 мм отчетливо видно присутствие монтмориллонита в пелитовой фракции; во фракции коллондной размерности палыгорскит присутствует в тонкой опалесцирующей взвеси Условные обозначения см. на рис. 10

Термический анализ во всех образцах показал наличие двух низкотемперагурных (эндотермических) максимумов, связанных с выделением гигроскопической воды (рис. 30), а также цеолитной воды из каналов структуры (до 10% от веса палыгорскита) ($t = 160-180^\circ$) и дегидратацией ионов магния в октаздрических слоях [Bradley, 1940] ($t = 300-320^\circ$). Еще один эндотермический максимум при $t = 540-600^\circ$ соответствует потере воды из силикатных слоев. При $t = 700-800^\circ$ происходит сжатие решетки и переход палыгорскита в сжатую форму [Longschambon, 1937]. Остатки гидроксильной воды удаляются при $t = 900^\circ$, когда происходит распад структуры палыгорскита и образование энстатитовой, а затем силлиманитовой фаз.

Туфогенная порода III слоя монтмориллонит-гидрослюдисто-опалового состава наблюдается в толще палыгорскитовых глин по всем стенкам карьера. Мощность постоянна - 0,7-0,10 м. Границы с палыгорскитовыми глинами резкие, верхняя - относительно ровная, нижняя - отчетливо волнистая, подчеркнутая тонким глинистым слоем зеленого цвета. Порода слоистая, вблизи нижнего контакта слоистость повторяет границу нижнего слоя, к верхнему контакту постеленно выравнивающуюся.

Порода во влажном состоянии светло-серая, непластичная, очень мягкая. При высыхании приобретает трепеловидный белый облик с обособлениями зеленой пластичной глины и точечно-округлыми включениями гидроокислов марганца. В сухом виде порода довольно плотная, хотя при легком нажиме раскалывается на оскольчатые мелкие чешуйки размерностью >0,01 мм. Тон-



Рис. 30. Термограмма черкасского палыгорскита (фракция < 0,001 мм)

копелитовой фракции очень мало, 2-3% от веса породы. Даже зеленоватые включения пептизируются с большим трудом, несмотря на смектитовый состав, что свидетельствует о незначительном количестве щелочных ионов в обменном комплексе монтмориллонита. Под микроскопом порода обнаруживает витрокластовую структуру, местами витрокласто-алевритовую с элементами колломорфной за счет обособления монтмориллонит-опалового материала (табл.

200

400 600 800

50 mz

1000 °C

XIII). При больших увеличениях структура фибролитовая за счет различной ориентации глинистых частиц, развитых по осколкам вулканического стекла, сохранившим лишь реликтовые очертания. Характерны сегрегационные выделения рентгено-аморфных гидроокислов марганца и зеленого монтмориллонита (табл. XIV).

Фракция > 0,01 мм, составляющая основную часть по гранулометрическому анализу, на 70% состоит из реликтов вулканического стекла, почти нацело замещенных глинистым агрегатом в разных степенях раскристаллизации. Некоторые осколки двупреломляют очень слабо и почти изотропны. Отдельные крупные (0,05 мм) обломки стекол девитрифицированы лишь по периферийным участкам. 15-20% от фракции составляют очень свежие прозрачные плагиоклазы, по углам симметричного погасания альбитовых двойников близкие к андезину. Встречаются совершенные по кристаллографическим очертаниям (комбинация пинакоидов по ОО1 и О10) таблички цеолитов длиной не более 0,01 мм с "низким рельефом и слабым двупреломлением. Кварц с остроугольными раковистыми ограничениями почти не корродирован (10-12%). Непрозрачные матово-черные землистые в отраженном свете гидроокислы марганца составляют 4-5%.

Рентгеновским анализом в ориентированных препаратах обнаружена слабая степень раскристаллизации колломорфных зеленых глинистых включений (см. рис. 24). Значительное количество рентгеноаморфного опала отражается в ярко выраженном гало. В природном состоянии отчетливо проявлен только рефлекс 13 А, смещающийся при насыщении глицерином в сторону малых углов до 18 А. При этом проявляется смещенный рефлекс гидрослюды 10,3, затушеванный в природном состоянии широким рефлексом 13 Å. Скорее всего. эта картина отражает первичную фазу кристаллизации смешанослойного образования монтмориллонит-гидрослюдистого типа. На дифрактограмме неориентированного порошка породы четкий монтмориллонитовый рефлекс 14,2 Å. Второй по интенсивности пик 4,05 Å и рефлекс 3,20 фиксируют наличие кристобалита и полевых шпатов (андезин-олигоклаз). Небольшое количество кварца отражается рефлексом 3,34 Å при отсутствии обычного для него рефлекса 4,24 Å Рефлексы 7,7; 8,9 Å связаны с присутствием цеолитов (клиноптилолиты).

Химический состав породы (см. табл. 14) показывает довольно высокое содержание MgO (3,51% в породе и 3,34% во фракции < 0,01 мм). Количество Al_2O_3 , достигающее в породе 19, 43% и падающее во фракции < 0,01 мд о 13,55%, отражает присутствие плагиоклазов в крупных фракциях. Необычно высокое содержание H_2O^+ во фракции < 0,01 мм (до 14%), вероятно, обусловлено значительной степенью гидратированности измененного вулканического стекла, а также присутствием цеолитов и опала. Формирование породы в пресноводном бассейне обусловливает низкое содержание K_2O (0,57% в породе и 0,20% во фракции <0,01 мм).

Палыгорскит-монтмориллонитовые восковидные глины IV слоя с содержанием палыгорскита 10-90% развиты в разрезе Дашуковского участка незначительно; мошность - 0,5-1,0 м. Характерным признаком, отличающим их от палыгорскитовых, являются более темный цвет при высыхании, выраженная макрослоистость за счет чередования темных и светлых тонких кулисовидных слойков мошностью до 1 см: кроме прослоев, наблюдаются скопления кварцевого песка, слабо сцементированного опалово-глинистым агрегатом. Иногда алевритовый материал встречается в виде неправильных обособлений, имеющих "кляксоподобную" форму с округло-неправильными ответвлениями. Такие формы обособлений можно объяснить попаданием в стабилизированную густую иловую тонкопелитовую массу порций крупнозернистого материала. В русловые фации бассейнов седиментации непрерывные порции песка поступают постоянно и, если этот процесс временно приглушен равномерным поступлением тонкодисперсного материала, в данном случае пирокластического, по всей площади бассейна, то формируются такие "структуры одноактного смешения" [Муравьев, 1973]. Почти на границе с палыгорскитовыми трепеловидными глинами в коричневых восковидных глинах IV слоя прослежен прослой мошностью 0,2-0,3 м светлой диатомитовой породы.

Под микроскопом глина IV слоя близка к палыгорскитовой по структуре, но количество алевритового материала намного выше. Иногда на общем тонкопелитовом фоне выделяются зерна терригенного кварца песчаной размерности. В шлифах из ориентированных блоков восковидных глин обнаруживается своеобразная петельчатая структура, обусловленная поперечными разрезами вогнуто-угловатых или уплошенных обломков, сцементированных тонкопелитовым агрегатом смектитов, дающих дифракционную картину монтмориллонитгидрослюдистого смешанослойного неупорядоченного минерала.

В воде глина с легким треском диспергируется на глинистые агрегаты размерностью 0,01-0,3 мм. Весовой процент тонкопелитовой фракции без предварительного растирания в чашке не превышает 20%. Во фракции >0,01 мм абсолютно преобладают реликтовые обломки, замещенные глинистым агрегатом (до 70% от фракции); до 18% от крупной фракции составляют кристаллические образования псиломелана, остальная доля гранулометрического спектра падает на кварц и полевой шпат.

В иммерсионных препаратах изучались отдельно отобранные под бинолупой все составляющие фракции >0,063 мм (33% от веса породы). Основными компонентами этой фракции являются оскольчато-раковистые обломки светлокоричневого цвета (48%), угловато-окатанные зерна коричневого цвета (12%). белые фарфоровидные образования неправильной угловатой формы (17%), черные кристаллы призматической формы (14%) и окатанные зерна кварца и полевого шпата (9%).

Коричневые оскольчато-раковистые агрегаты во фракции >0,063 мм представлены измененными пирокластовыми обломками. Они участками раскристаллизованы в монтмориллонит, иногда с примесью палыгорскита (см. рис. 31), чаще почти изотропны; "нашпигованы" сегрегационными выделениями непрозрачных рудных минералов (пирит, гидроокислы м рганца) и мелкими табличками цеолитов с $n = 1,482\pm0,002$; в отдельных обломках наблюдаются трешины, залеченные опал-монтмориллонитовым веществом. Угловато-окатанные коричневые агрегаты отличаются присутствием реликтовой спайности, преобладанием в составе гидрослюдизированного монтмориллонита (по данным дифракционного анализа) и отсутствием палыгорскита.

Белые агрегаты в проходящем свете имеют угловато-округлую форму, светло-желтый цвет; при раздавливании разделяются на отдельные игольчатоволокнистые прозрачные чешуйки с серыми цветами интерференции $(Ng' - Np' - 0,002); Ng \| c.$ Дифракционным анализом (рис. 32) выявлено преобладание палыгорскита с $d_{(110)} = 10,3$ Å и более слабыми рефлексами 6,3 Å и 4,44Å. На электронно-микроскопических снимках наблюдается сетка из длинных ленточных кристаллов палыгорскита, отличных от сноповидных агрегатов палыгорскитов III слоя и сходных с гидротермальными и гипергенными сепиолитами и палыгорскитами, формирующимися из растворов (см. гл. 4).

Черные длинноприэматические кристаллы с металлическим блеском длиной до 0,8 мм составляют электромагнитную подфракцию фракции >0,063 мм. Рентгеновским анализом установлено, что дебаеграмма вращения идентична дебаеграмме псиломелана (табл. 15). Химический состав псиломелана из слоя IV представлен в табл. 16, характерно высокое содержание Ba (14%).

Кварц и полевой шпат (очень редко) представлены окатанными, корродированными зернами. Отмечаются отдельные кремнистые скелеты диатомей.

Рентгеновский и химический анализы пелитовой фракции восковидных глик IV слоя показали монтмориллонит-палыгорскитовый состав (см. рис. 24, 31; табл, 14).

Диатомитовая порода (туфодиатомит) IV слоя представляет собой непластичную серую трепеловидную породу.

В шлифах наблюдаются органогенно-пелитовая структура и массивная, участками пористая текстура. Органогенная составляющая представлена опаловы-





Рис. 31. Дифрактограммы глин IV слоя (обр. 49-72)

1 - тонкопелитовая основная масса, цементирующая реликтовые пирокластовые и терригенные зерна алевритовой и мелкопесчаной размерности; 2 коричневые оскольчато-раковистые реликтовые зерна витрокластов, замещенные глинистым агрегатом

Условные обозначения см. на рис. 10

Рис. 32. Дифрактограмма белых агрегатов палыгорскитового состава в палыгорскит-монтмориллонитовой глине IV слоя (обр. 49-72)

Условные обозначения см. на рис. 10

Таблица 15

a, Å	1	a , Å	I	a,Å	I
6.8	3	2,83	1ш	1,82	4
4.14	3	2,62	2ш	1,734	1w
3.84	10	2,41	8ш	1,568	2ш
3.48	3	2,35	6ш	1,425	1
3,33	3	2,19	10	1,401	1
Прим	ечание. Ка	мера УРС-55,	хром, анали	тик Г.А. Соко	лова.

Рентгенограмма псиломелана из IV слоя (обр. 49)

Таблица 16

Химический состав псиломелана из IV слоя (обр. 49) Черкасского месторождения, %

Компоненты	Содержание	Компоненты	Содержание
SiO2	4,53	Na ₂ O	0,15
TiO ₂	0,47	K ₂ O	0,34
Al ₂ O ₃	3,48	$H_2^{-}O^+$	4,79
Fe ₂ O ₃	3,05	 Н ₂ О−	2,43
FeO	Her	$\bar{co_2}$	0,26
MnO	11,50	C	0,13
MnO2	51,91	P_2U_5	0,04
CaO	2,11	BaO	14,27
MgO ·	0,08	Сумма	99,54
Примечани	е. Аналитик К.А. Ст	епанова.	

ми скелетами диатомей и их обломками. Базис породы сложен глинистым материалом серого цвета с колломорфными зональными выделениями зеленого монтмориллонита и светло-серого изотропного опала (табл. XV). Алевритовый материал представлен редкими обломками корродированного кварца.

Рентгеновский анализ фракции < 0,001 мм (15-20%) показал почти мономинеральный монтмориллонитовый состав с $d_{(001)} = 14,7$ Å в природном состоянии, 17,8 Å при насыщении глицерином в смеси с небольшим количеством пакетов гидрослюды, проявляющихся в смещении рефлекса $d_{(001)}$ в сторону малых углов в природном состоянии и появлении слабого рефлекса 10,0 Å в насыщенном. Небольшое количество деградирующей каолинитовой фазы фиксируется рефлексами 7,14-7,08 Å (рис. 33).

Электронно-микроскопическое исследование поверхности скола диатомита позволило установить довольно слабое растворение кремнистых скелетов диатомей (табл. XVI, XVII). Чешуйки монтмориллонита обволакивают фрагменты скелетов. Монтмориллонит, преобладающий в тонкочешуйчатом агрегатном состоянии, иногда дает тончайшие закручивающиеся по краям листочки или колломорфные скопления агрегатов одинаковой ориентации. Часто видны глобули опала, свидетельствующие об избытке свободной SiO₂ при кристаллизации монтмориллонита.



Рис. 33. Дифрактограмма фракции <0,001 мм из диатомита

Условные обозначения см. на рис. 10

Химический состав фракции < 0,01 мм (см. табл. 14. обр. 48-72) изученного диатомита отражает состав магнезиального монтмориллонита с содержанием Al₂O₃ - 12,26% и необычно высоким содержанием MgO - 3,62%. Мы видим резкое отличие монтмориллонита нижних слоев толщи от монтмориллонита бентонитового слоя II, в котором фиксируется недостаток MgO (см. табл. 14; обр. 19-72, 21-72). Связать MgO с палыгорскитом в данном случае нельзя. он не регистрируется ни одним из методов. Количество хлорита чрезвычайно мало, хотя на него расходуется небольшая доля Mg²⁺. Следовательно, мы имеем высокомагнезиальную разновидность монтмориллонита. Для кристаллизации палыгорскита, которую можно ожидать при значительном содержании Mg и избытке SiO₂, была, вероятно, недостаточно щелочная среда и Mg²⁺ реализовался в монтмориллоните. Содержание СаО в породе - 0,84%. В бассейне Санта-Крез (Калифорния) описаны прожилки сепиолита в среднемиоценовых диатомовых породах [Fleischer, 1972]. Кристаллизация сепиолита в полостях трешин обязана реакциям между обогащенными свободной SiO2 поровыми растворами диатомита.

Изучение под микроскопом показало присутствие в породе фораминифер и кокколитов (CaO до 10%). Следовательно, щелочной режим регулировался ионами. Ca²⁺. Отсутствие же карбонатов в диатомите продуктивной толщи Дашуковского участка тормозило реакцию кристаллизации палыгорскита, и Mg²⁺ был использован монтмориллонитом. Изученный материал свидетельствует о развитии монтмориллонита в основном не за счет органогенного кремнистого детрита, а в результате процессов девитрификации тонкодисперсного стекла. Единичные диатомеи наблюдались в толще нижележащих восковидных глин. Относительно крупные размеры витрокластических частиц тормозили процессы гальмиролиза с выносом шелочных элементов в иловые воды и обусловили благоприятный для существования диатомовых щелочной режим. Поступление в бассейн значительных масс тонкодисперсного материала могло быть причиной массовой гибели организмов в связи с изменением pH.

Кварцевые пески слоя V в пределах месторождения подстилают коричневые восковидные глины слоя IV и сменяются вниз по разрезу монтмориллонитгидрослюдистой глиной зеленого цвета различной степени запесоченности. Как уже указывалось, иногда запесоченная глина фациально переходит в песчаную породу, слабо сцементированную кремнистым или глинистым цементом. В разрезе Дашуковского карьера в верхних вскрытых частях слоя степень запесоченности глин чрезвычайно высока; они участками переходят в чистый белый



Рис. 34. Текстурные взаимоотношения кварцевых песков и глин в IV и V продуктивных слоях

1 - глины; 2 - пески; 3 - зеленая гидрослюдистая оторочка; 4 - гидроокислы Mn



Рис. 35. Дифрактограммы глинистых фракций из песчано-глинистых пород IV слоя

Условные обозначения см. на рис. 10

кварцевый песок. Контакт песков с этими глинами имеет своеобразный жарактер с заплывами песка в глину, или глины в пески. Фрагмент такого контакта представлен на рис. 34.

Из песков и глинистых обособлений в них извлечены фракции, результаты рентгеновского анализа ориентированных препаратов которых представлены на рис. 35. В белом кварцевом песке (фракция <0,01 мм) отмечена небольшая примесь (1%) монтмориллонит-гидрослюдистого минерала. В обр. 51-72 из зеленоватого кварцевого песка с глауконитом во фракции <0,01 мм количество пакетов гидрослюды намного больше, чем в смешанослойном минерале из белого песка (обр. 50), что отражается 10Å-рефлексом, сдвинутым в сторону малых углов до 10,28 Å, разбуханием слоев после насыщения. В глинистом обособлении из последнего слоя толщи (обр. 52) наблюдается присутствие палыгорскита (10,28; 6,3; 4,45 Å), рефлексы которого остаются без эначительного изменения при обработке.

В тяжелой фракции (см. табл. 13) из песков слоя V встречены окатанные циркон, рутил, турмалин, дистен, ставролит, силлиманит, ильменит, лейкоксен, гетит, пирит, андалузит и апатит. Легкая фракция содержит зерна кварца преимущественно полуокатанные, реже – хорошо окатанные и окатанно-угловатые.

ГЕНЕЗИС ПАЛЫГОРСКИТОВЫХ ГЛИН

Образование продуктивной толши Черкасского месторождения связывалось предыдущими исследователями с переотложенными продуктами выветривания кристаллических пород Украинского кристаллического щита при резких колебаниях рН в бассейне седиментации. При этом процесс кристаллизации палыгорскита объяснялся разложением фемических минералов с гипотетическим сохранением унаследованной цепочечной структуры пироксенов и амфиболов в палыгорските и последующим разрушением ее и образованием слоистой структуры монтмориллонита [Куковский, Островская, 1961].

Впоследствии была высказана точка зрения о последовательном стадийном преобразовании пироксенов и амфиболов в палыгорскит через промежуточную монтмориллонитовую стадию на основании присутствия в толще глин реликтовых зерен этих минералов, замещенных монтмориллонитом, и постоянного парагенезиса палыгорскита с монтмориллонитом [Овчаренко и др., 1966].

По мнению А.Е. Фурсы [1958] и В.Г. Чистякова [1976], палыгорскит формировался путем хемогенного осаждения из вод бассейна, в которых высокая концентрация Mg²⁺ обусловливалась продуктами химического разложения кристаллических пород основного состава и древних кор выветривания Украинского массива. Следующие данные не позволяют согласиться с предложенными концепциями.

1. Незначительная проль амфиболитов в составе кристаллических пород питающей провинции; трудно представить, чтобы эти породы могли обеспечить избирательное массовое накопление пироксенов и амфиболов для образования

Таблица 17

	Источники	вещества
Метод исследования	Продукты выветривания фундамента	кристаллических пород
Микроскопия (в им- мерсионной жидкости), бинокуляр	Окатанные корродиро- ванные зерна кварца, полевых шпатов	Угловато-окатанные реликты пироксенов и амфиболов измененные
Электронная микроскопия (ПЭМ)	-	Не диспергируются
Рентгеновский анализ		Гидрослюдизированный монтмориллонит

Состав компонентов фракции > 0,063 мм

мощной и широко распространенной толщи палыгорскитовых глин. Об этом же евидетельствуют и результаты изучения генетических типов обломочного кварца из различных слоев продуктивной толщи (см. табл. 18).

2. Гумидный климат, преобладающий на территории месторожден в ранненеогеновое время, в условиях которого невозможно достижение необходимых для кристаллизации палыгорскита физико-химических параметров среды, в частности высоких значений pH, свойственных аридным районам. Палыгорскитовые глины залегают на типичных гумидных, часто угленосных харьковских и бучакских отложениях. За пределами месторождения продуктивная толща фациально переходит в типичные полтавские кварц-песчаные отложения мелководного пресноводного бассейна гумидной зоны. Нарастания мономинеральности палыгорскита не происходит по направлению к центру седиментационного бассейна.

Прослои туфовых пород, неизвестные ранее в пределах месторождения, позволяют подойти к рассмотрению генезиса палыгорскитовых глин с другой точки эрения.

Результаты изучения компонентов крупных фракций из глины IV слоя свидетельствуют о накоплении в бассейне седиментации смешанной вулканогенноосадочной толши (табл. 17). Об участии вулканогенного метериала свидетельствуют также следующие факты: характерная алевротуфтитовая реликтовая структура ряда пород; диспергация туфогенных пород и глин IV слоя в воде на оскольчато-раковистые глинизированные агрегаты с сохранением первичной формы и различных стадий преобразования стекла; значительное количество опала, выделяющегося при девитрификации стекла. Следует подчеркнуть, что преобразование витрокластов зависит от размерности первичных обломков стекла. Наметилась такая последовательность преобразования: 1) крупные обломки стекла (0,05 мм) - центральная часть изотропна или представлена гидратированным стеклом, промежуточная зона сложена высокомагнезиальным монтмориллонитом, периферийная (присутствует очень редко) - палыгорскитом; 2) мелкие фрагменты стекла тонкой размерности в мелководном бассейне привело к

	FICTOFIARR BELIEVE					
Витрокластика	Гидротермальные растворы					
Оскольчато-раковистые обломки, изотропные или частично раскристалли- зованные	Черные призматические кристаллы с металли- ческим блеском	Белые фарфоровидные образования неправиль- ной формы				
Редкие "планки" палы- горскита на фоне облач- но-пушистого монтморил- лонита	-	Длинные до 10 мкм изолированные кристал- лы палыгорскита				
Слабо раскристаллизо- ванный монтмориллонит, аморфное вещество (SiO ₂), палыгорскит	Псиломелан	Мономинеральный палыгорскит				
48%	14%	17%				

Monowwww Downor

пальгорскит-монтмориллонитовой глины IV слоя

	Содержание	кварца	различных	Генетических	типов	
в	продуктивно	й толще	. Черкас ск о	ого месторожи	цения,	%

Номер образца и слоя	Метаморфи- ческий	"Древних" гра- нитоидов	"Молодых" гранитоидов	Жильный	
. 43, III	51,00	19,0	1 3,0	27,00	
49,IV	50,75	19,0	4,5	25,75	
50,V	52,50	22,0	4,0	21,50	
51,V	49,50	19,0	4,5	27,00	

Примечание. Статистический подсчет зерен производился по методу И.М. Сименовича [1975].

варыированию количественного содержания палыгорскита в пределах IV и V слоев.

Терригенный материал, поступающий в бассейн седиментации во время формирования III, IV и V слоев, был довольно однороден по составу и размерности, о чем свидетельствуют как результаты изучения генетических типов кварца (табл. 18), так и состав тяжелых фракций из продуктивных слоев (см. табл. 13).

Окончательное формирование пород завершилось стадией наложенного воздействия минерализованных растворов, с которыми связаны хемогенный агрегатный палыгорскит (белые образования) и барийсодержащий псиломелан. Из-за отсутствия карбонатного вещества в составе палыгорскитовых глин необходимо найти источник, определивший существование щелочной среды в условиях гумидного осадконакопления.

По аналогии с палыгорскитовыми глинами Восточной Атлантики можно предположить, что щелочная среда, необходимая для кристаллизации палыгорскита, обеспечивалась собственной шелочностью исходного первичного материала, служившего сырьем для образования палыгорскитовых глин. Таким материалом могла быть шелочная вулканокластика, отличавшаяся крайней нестойкостью, определившей ее "камуфлированный" характер в изученных породах. Дифференцированный характер вулканизма проявился в присутствии не только шелочных, но и кислых более устойчивых разностей вулканокластики, которая сохранилась в виде туфовых прослоев и витрокластических структур в глинах продуктивной толщи. Сходный генезис имеют некоторые месторождения одновозрастных бентонитов, содержащих слои палыгорскитовых глин в ближайших к рассматриваемому району областях Карпатской складчатой зоны с проявлением синхронного шелочно-основного вулканизма [Косткск, 1951; Овчаренко и др., 1958; Петрова, 1973; Максимов, Рейфман, 1974].

Удаленность Черкасского месторождения от центров вулканизма объясняется формированием палыгорскита по тонкодисперсной наиболее далеко транспортируемой части эксплозивных компонентов. По грубым вулканокластам вблизи вулканических аппаратов формировались типичные бентониты и монтмориллонитизированные туфы [Малеев, 1972].

Благоприятным фактором для образования Черкасского месторождения является расположение его в области сочленения крупных разломов зон, неоднократно активизировавшихся на протяжении геологической истории района [Распопова, 1957]. Дополнительное поступление конседиментационных или более поздних минерализованных растворов по трешинам, дренирующим глубокие зоны основания фундамента, могло обеспечить необходимую для кристаллизации палыгорскита концентрацию магния. Низкомагнезиальный монтмориллонит бейделлитового типа в бентонитовом слое II формировался без дополнительного поступления магния, когда трещины были "залечены" глинистыми водонепроницаемыми породами слоев III и IV, в свою очередь залегающими или



Рис. 36. Схема образования Черкасского месторождения бентонитовых и палыгорскитовых глин

1, 2 - метаморфический комплекс Украинского кристаллического шита: 1 гранито-гнейсы, мигматиты и др., 2 - амфиболиты и биотитовые гнейсы; 3 кора выветривания; 4 - известняки кавернозные, глинистые, окремненные; 5 тектонические зоны дробления и гидротермальных изменений; 6-11 - слои продуктивной толши: 6 - поликомпонентные глины I слоя, 7 - бентонитовые глины II слоя, 8 - палыгорскитовые глины III слоя, 9 - опал-монтмориллонитовая туфогенная порода III слоя (III а), 10 - монтмориллонит-палыгорскитовые глины IV слоя с туффодиатонитами, 11 - монтмориллонит-гидрослюдистые запесоченные глины V слоя

непосредственно на маломощной древней коре выветривания кристаллического фундамента, или на проницаемых и химически "инертных" кварцевых песках. Участие низкотемпературных гидротерм в формировании продуктивной толщи подтверждается присутствием в глинах слоя IV белых обособлений длинноволокнистого палыгорскита, отличного от слагающего глинистую толщу и являющегося результатом свободной кристаллизации из растворов, а такжеобогащением слоя псиломеланом с содержанием бария до 14%. Е.Г. Куковский и Р.Х. Островская [1961] в породах этого слоя обнаружили барит.

Сочетание минералообразующих факторов, способствующих формированию Черкасского месторождения, отображено на рис. 36. Другими словами, зависимость конечного продукта от источника минералообразующих веществ можно представить следующим образом:

Слой	Исходный материал	Конечный продукт		
I	Переотложенная кора вывет- ривания Украинского кристал- лического шита	Монтмориллонит + гидрослюда IM _L		
11	Пирокластика среднего соста- ва, возможно с добавочным поступлением магния при диагенезе пироксенов и амфи- болов	Бентонитовые глины+опал+ калыцит+гидроокислы железа и марганца		
Illa	Кислая пирокластика + магне- зиальные растворы	Опал-монтмориллонитовая по- рода + гидроокислы марганца		
7 90				

Слой	Исходный материал	Конечный пункт
III	Пирокластика щелочно-основ- ного состава + минерализован-	Палыгорскит + монтмориллонит + гидроокислы марганца
IV	ные магнезиальные растворы Пирокластика шелочно-основ- ного состава + переотложенная кора выветривания + магнезиаль-	Монтмориллонит + палыгорскит + псиломелан + гидроокислы же- леза + прослои диатомитов
V	ные растворы Проницаемая песчано-глинис- тая толща полтавской свиты	Монтмориллонит + гидрослюда (ветвисто-прожилковидные глинистые обособления и це- мент; гидроокислы железа и

Таким образом, несмотря на специфику, связанную с различными геотектоническими условиями и геологическим строением, обнаруживаются и общие черты формирования палыгорскитовой минерализации в Восточной Атлантике и центральной части Украинского кристаллического щита. Эти черты следующие: отсутствие генетически связанных карбонатов и эвапоритов; пластовое залегание тел; дискретность разреза, в котором по резким границам чередуются терригенные и вулканогенные прослои; приуроченность к долгоживущим разломам и синхронным вулканическим областям; минеральные парагенезы, среди которых большую роль имеют минералы, формирование которых связано с "подтоком" вещества; реликты вулканических стекол; сноповидный облик агрегатов кристаллов палыгорскита под электронным микроскопом; близкий химический состав. Это позволяет провести некоторую аналогию между рассмотренными объектами и отнести палыгорскитовую минерализацию в них к одному генетическому типу камуфлированному вулканогенно-гидротермальному. Распознавание этого типа в пределах платформенных континентальных блоков более сложно, так как накопление эндогенного "чуждого" вещества, поступающего в бассейн седиментации, происходило на фоне платформенного терригенного материала, обычного для гумидных районов (кварцевые пески, поликомпонентные глины и др.).

ПАЛЫГОРСКИТЫ И СЕПИОЛИТЫ В КАРБОНАТНО-ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПАЛЕОЗОЯ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В карбонатных породах девонского, каменноугольного и пермского возраста на территории Русской платформы палыгорскиты и сепиолиты широко представлены как в качестве тонкодисперсной составляющей карбонатно-глинистых пород, так и в агрегатной модификации ("горная кожа") [Ферсман, 1913, 1922; Пустовалов, 1937; Хворова, 1953; Швецов, 1958; Ратеев, 1954а, б, 1963, 1964; Зхус, 1956, 1966а; Рекшинская, 1963; и др.]. В работе основное внимание уделено глинистым палыгорскитам, которые наряду с сепиолитами распространены в осадках палеозойских бассейнов Русской платформы с карбонатным осадконакоплением (табл. 19).

Л.В. Пустовалов [1937] отмечает приуроченность палыгорскитов к отложениям каширского горько-соленого моря, в которых им выделены несколько пачек хемогенных осадков. Каждая пачка соответствует самостоятельному периоду накопления химических осадков, начинающемуся с выпадения кремнекислоты вместе с тончайшим глинистым палыгорскитовым материалом. Период заканчивался накоплением доломита с сингенетичным флюоритом (впоследствии переходящим в ратовкит), отражающим резкое возрастание минерализации (усыхания) каширского моря. Эти две крайние ассоциации разделены известняками и мергелями. Таблица19. Распространенность палыгорскита и сепиолита в породах перми и карбона Русской платформы

Система	Отдел	Ярус	Минерал	Зона литоге- неза	Фация	Литературный источник
Пермская	Верхний	Нижнетатарский подъярус	Палыгорскит	Аридная	Озерно-конти- нентальная	Н.И. Строка, А.В. Алехина (устное сообщение); Л.Г. Рекшинская [1963]
	Верхний, уральский енно- средний, московский	Гжельский	Сепиолит, палы- горскит	Аридная	Карбонатно- морская	М.А. Ратеев [1963, 1964]; И.В. Хворова [1953]
		Касимовский	Сепиолит, палы- горскит			
Каменно- угольная		Мячковский	Палыгорскит			А.Е. Ферсман [1913]; Л.В. Пустовалов [1937]; М.С. Швецов [1958]; М.А. Ратеев [1963, 1964]; И.В. Хворова [1953]
		Подольский	Палыгорскит, сепиолит			
		Каширский	Палыгорскит сепиолит			А.Е. Ферсман [1913]; А.С. Сергеев [1914]; Л.В. Пустовалов [1937]; М.А. Ратеев [1963, 1964] И.Д. Зхус [1956]; М.А. Ратеев [1964]
		Верейский	Палыгорскит, сепиолит			
	Нижний (Стешевский	Палыгорскит, сепиолит			
		Тарусский (сер- пуховской)				
		Алексинский				

И.В. Хворова [1953], описывая историю развития средне-позднекаменноугольного моря западной части Московской синеклизы, выделяет палыгорскитовые глины в особую группу хемогенных глин и дает более общирный стратиграфический спектр их распространения (см. табл. 19). По мнению И.В. Хворовой, каширское море было "трансгредирующим бассейном, непрерывно расширяющим свои пределы" [1953, с. 129], что ставит под сомнение вывод Л.В. Пустовалова о его резком осолонении. Основной причиной доломито- и палыгорскитообразования И.В. Хворова считает поступление в бассейн огромного количества карбонатов, в частности карбоната магния, источником которого были древние доломитовые толщи на эродируемых площадях сноса или дополнительное поступление Mg²⁺ в растворенной форме.

Наиболее богатый и информативный материал по минералогии, генезису и условиям локализации палыгорскитов и сепиолитов в карбонатных отложениях Русской платформы представлен в обобщающих работах М.А. Ратеева [1963, 1964]. Основные выводы по палыгорскит-сепиолитовой минерализации в его работах следующие; 1) пространственная разобщенность палыгорскитов и сепиолитов - палыгорскит приурочен в основном к глинисто-карбонатным породам (известнякам и мергелям), а сепиолит - к доломитам; 2) отсутствие фациального и стратиграфического контроля палыгорскитовой минерализации палыгорскит встречается не только в осадках типично аридной зоны, но и в осадках гумидного типа литогенеза, что также отмечает И.Д. Зхус [1956] для палыгорскитов из мергелей и глин стещевского горизонта нижнего карбона. Исходя из этих фактов, а также парагенезиса палыгорскита с монтмориллонитом, М.А. Ратеев считает генезис палыгорскита в основном аллотигенным и предполагает "возможность образования палыгорскита... в процессе морского осадконакопления, в результате химического взаимодействия Мg²⁺ придонных иловых вод с весьма тонкодисперсными коллоидными частицами монтмориллонита, при участии аутигенной SiO2 в зоне диагенеза" [Ратеев, 1964, c. 236].

Рассмотрение приведенных данных позволяет сделать следующие основные выводы: 1) глинистые палыгорскиты распространены в осадках Русской платформы от перми до девона включительно и не обнаруживают определенной стратиграфической приуроченности; 2) отсутствует связь палыгорскитовой минерализации с определенными фациями и зонами литогенеза; 3) сепиолиты повсеместно приурочены к хемогенным осадкам аридных зон.

Особенности локализации и вещественного состава палыгорскитовой, отчасти сепиолитовой минерализации изучены автором в разрезах карбона Московской синеклизы: в Приокском и Воскресенском карьерах, вскрывающих подольский, мячковский и касимовский горизонты среднего и верхнего карбона; в Ратовском овраге (г. Верея) с естественными обнажениями верейского горизонта среднего карбона. Кроме того, изучен разрез девона Припятского прогиба по скв. 259 в районе Старобинского месторождения калийных солей.

ПАЛЫГОРСКИТСОДЕРЖАЩИЕ ПОРОДЫ В КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Типы палыгорскитовой минерализации в отложениях подольского, мячковского и касимовского ярусов изучены в Приокском и Воскресенском карьерах. В Приокском карьере вскрыта верхняя толща отложений среднего карбона (подольский и мячковский ярусы), представленных ритмичным чередованием мергелей, известняков и доломитов с маломощными прослоями пальпорскитовых глин. Общая мощность разреза 11-15 м. Разрез и характеристика пород представлены на рис. 37. В толще известняков наблюдаются стилолитовые швы, ритмично повторяющиеся через 60-70 см, с примазками зеленоватого, белого при высыхании и разлистованного глинистого материала типа "горной кожи". Нижняя граница мергеля с известняками представляет собой танатоценоз организмов; раковины сцементированы глинистым материалом пальгорскитового состава.



Рис. 37. Разрезы каменноугольных отложений, вскрытые Приокским (а) и Воскресенским (б) карьерами

1 - известняки; 2 - мергели; 3 - доломиты; 4 - прослои и линзы глин; 5 - скопления пластовых кремней и кремнистых желваков; 6 - породы, обогащенные раковинами организмов; 7 - стилолитовые швы

От ложения касимовского яруса верхнего карбона в Воскресенском карьере представлены карбонатными и карбонатно-глинистыми породами общей мошностью до 15м (см. рис. 37). Палыгорскит присутствует только в основании толщи кревякинского горизонта, залегающего на размытой поверхности мячковских отложений. В основании разреза наблюдаются серые плитчатые известняки с прослоями органогенного детритуса. Мощность до 2-3 м. По плоскостям отдельности наблюдается агрегатный палыгорскит. В нижней и средней частях разреза прослеживаются маломощные (до 0,4 м) линзовидные прослои пластичной зеленой глины палыгорскитового состава, по простиранию перехоаящие в "шнуры". Глина пятнисто ожелезнена, насыщена обломками известняков, раковинами брахиопод, с чем связана характерная для нее очковая текстура. Выше по разрезу толща представляет собой переслаивание органогенных шламовых известняков с мергелями, почти без остатков фауны, глинистая фаза которых представлена гидослюдой и монтмориллонитом. В описанных отложениях нами выделены следующие типы палыгорскитовых пород.

Слабокарбонатная палыгорскитовая глина (CaCO₃ < 5%) образует невыдержанные по простиранию прослои мощностью до O,4 м в органогенных известняках, мергелях и доломитах; иногда выполняет знаки ряби; обогащена темными плоскими кремнями, иногда сменяется ими по разрезу; участками ожелезнена и обогащена черными землистыми гидроокислами марганца. Под микроскопом структура глины пелитовая с характерным агрегатным погасанием.



Рис. 38. Дифрактограммы палыгорскитовых глин из карбонатных отложений касимовского горизонта

Условные обозначения см. на рис. 10

Терригенные компоненты отсутствуют как в шлифах, так и в крупных фракциях. Дифрактограмма показала существенно палыгорскитовый состав с высоким и острым пиком $d_{(110)} = 10,4$ Å и хорошо выраженными другими рефлексами (рис. 38); при насыщении глицерином выявляется небольшое количество разбухающего смектитового минерала. Под электронным микроскопом в суспензии, диспергированной в тех же условиях, что и атлантические и черкасские глины, видны распушенные агрегаты неправильной формы и отдельные "дранки" кристаллов палыгорскита (табл. XVIII а,б). При больших увеличениях таких пушистых агрегатов видно, что они пронизаны каркасом из длинных (до 0,008 мм) кристаллов палыгорскита (табл. XVIII в.г.). Периферийные участки реликтовых обломков представляют собой характерные, параллельно ориентированные агрегаты кристаллов. В небольшом количестве наблюдается монтмориллонитовый минерал. Содержание MgO в бескарбонатном веществе до 9,71%. Количество Fe_2O_3 во фракции < 0,01 мм достигает 5,82 – 8,0%, несмотря на светлую окраску и отсутствие видимых примесей гидроокислов железа. Содержание SiO₂ (кварц) до 2,51% в породе и в тонких фракциях, но чаще составляет доли процента, что резко отличает палыторскитовые глины от пестроцветных терригенных гидрослюдисто-монтмориллонитовых глин и мергелей в покрывающей толще (табл. 20). 102

Палыгорскитовая карбонатная глина (CaCO₃ – до 10%) и палыгорскитсодержащий мергель (CaCO₃ – 10%) образуют выдержанные по простиранию прослои с постепенными переходами по разрезу в известняки, реже доломиты. Порода белого цвета; в воде образует густую суспензию, стабилизирующуюся после многократной отмывки от карбонатного вещества. В шлифах структура породы пелитоморфная, часто фибролитовая, спутанно-волокнистая; пелитовый материал насыщен равномерно распределенным карбонатным материалом. В иммерсионных препаратах из фракции > 0,01 мм преобладают обломки породы, остатки фауны. Терригенный материал отсутствует. На дифрактограммах известковых разностей глин и мергелей глинистое вещество представлено только палыгорскитом (рис. 39) с целочисленной серией базальных рефлексов.

В доломитах наблюдалась ассоциация палыгорскита с небольшим количеством разбухающего минерала типа смешанослойных образований монтмориллонитгидрослюда. Под электронным микроскопом изолированные, тонкие, нитевидные, шириной до 0,01 мкм и длиной свыше 10 мкм криста. ты образуют спутанно-волокнистый войлокоподобный агрегат (табл. XIX). Войлокоподобное строение палыгорскитов в карбонатных глинах резко отличает их от атлантических и черкасских. Идентичный характер имеют хемогенные палыгорскиты и сепиолиты различного типа, связанные с формированием из растворов (рассолов) (см. гл. 4). В наиболее яркой форме такое строение также свойственно "агрегатным" палыгорскитам типа "горной кожи". По химическому составу описываемые глины отличаются от бескарбонатных разностей меньшим содержанием Fe₂O₃ (не более 3,21%) и довольно высоким содержанием Al₂O₃, несмотря на незначительное количество смектитов. Содержание SiO₂ кварц ничтожно и не превышает 0,5% (см. табл. 20).

Агрегатные палыгорскиты представляют собой в сухом виде белые, тонкосланцеватые, бумагоподобные образования типа "горной кожи", наблюдаются в стилолитовых швах и трешинах отдельности, иногда выполняют небольшие каверны в известняках. Присутствие целочисленной серии базальных рефлексов палыгорскита свидетельствует о высокой степени совершенства структуры. На дифрактограммах присутствуют рефлексы только палыгорскита и кальцита (рис. 40). Под электронным микроскопом наблюдается беспорядочная сетка из длинных ленточных кристаллов, по оси "с" превышающих 10–12 мкм (табл. XX, а). Образование палыгорскита в этих случаях, несомненно, связано с кристаллизацией последнего из гипергенных растворов, мигрирующих в карбонатных породах по трещинам аналогично палыгорскитам, описанным А.Е. Ферсманом и П.А. Земятченским в каменноугольных породах Подмосковья и Поволжья.

В стилолитовых швах в процессе растворения [Копелиович, Крылов, 1960] при воздействии нагрузки растворимая часть известняков, а также тонкодисперсный монмориллонит удалялись, а палыгорскит оставался на месте в виде каркаса. Растворы, обогащенные Mg²⁺ и SiO₂, способствовали регенерации и росту кристаллов.

Отложения верейского яруса изучены в двух обнажениях Ратовского оврага у г. Верея, где они представлены известняками, доломитами, глинами и мергелями (рис. 41). В разрезе обнаружен также прослой породы типа туффита. Первое обнажение вскрывает пачку переслаивающихся карбонатизированных глин, мергелей и известняков мощностью 1,5 м.

Карбонатная палыгорскитовая глина (обр. 310) близка к глинам из подольского и мячковского горизонтов (рис. 42). На электронно-микроскопических снимках – это длинные (до 10 мкм) лентовидные кристаллы палыгорскита, составляющие параллельно-шестоватые агрегаты (табл. ХХ, б). По химическому составу (см. табл. 20) эти глины отличает высокое содержание MgO (9,02%) и Fe₂O₃ (до 9,48%) при полном отсутствии видимых минеральных форм железа, что сближает палыгорскиты из описываемых глин и мергелей с тефрогенными палыгорскитами Черкасского месторождения, а также с глинами из линзовидных прослоев в карбонатных породах из Приокского и Воскресенского карьеров.
Химический	COCTAB	каменно	утольн ы х
------------	--------	---------	-------------------

	Воскресенский карьер					
Компоненты	Обр. 204-73	Обр. 204-73**	Обр. 204 - 73*	Обр. 214-73		
	<0,001 мм	<0,001 мм	Порода	< 0,001 мм		
SiO ₂	40,57	51,3	54,30	49,57		
TiO ₂	0,42	0,55	0,59	0,62		
Al ₂ O ₃	1,94	10,40	13,67	17,06		
Fe ₂ O ₃	6,09	8,00	2,33	5,86		
FeO	0,20	0,26	0,23	0,36		
CaC	13,33	0,79	0,40	2,64		
MgO	7,41	9,71	9,41	5,00		
MnO	0,02	0,03	0,01	0,02		
Na ₂ 0	0,14	0,18	0,11	0,14		
K ₂ O	1,40	1,83	2,50	3,82		
H ₂ O ⁺	6,25	8,20	9,17	6,98		
H ₂ O	6,57	8,62	7,25	6,41		
со ₂	10,00	0,13	Нет	1,05		
C	-	Нет	•	Нет		
P ₂ O ₅	0,10	0,10	0,15	0,37		
Сумма	100,44	100,00	100,12	99,90		
І и ІІ вытяжки:						
SiO _{2 KBaDu}	0,25		2,51	2,48		
SiO _{2 аморф}	1,61		1,64	1,47		

*Породы и фракции, пересчитанные на бескарбонатное вещество.

**Породы и фракции, пересчитанные на бескарбонатное вещество и вещество без SiO_{2квари} и SiO_{2 аморф}.

Во втором обнажении в верховьях Ратовского оврага наблюдается пачка переслаивающихся известняков и мергелей, аналогичная наблюдаемой в первом обнажении. Мошность 2,5 м. Далее вверх следует плослой зеленовато-серой практически бескарбонатной глины мошностью 0,3 м, перекрытый плитчатыми хемогенными доломитами. На доломитах залегает с резким контактом линзовидный прослой плотного шоколадно-коричневого измененного туфита.

Палыгорскитовая глина (обр. 314) – зеленовато-серая, восковидная, обогащенная раковинами брахиопод и члениками криноидей. В шлифах и иммерсионных препаратах структура пелитоморфная, иногда фибролитовая. Алевритовый терригенный материал отсутствует. Фракция > 0,01 мм (10%) состоит из агрегатов палыгорскита и ромбоэдров доломита. На дифрактограммах. наряду с палыгорскитом определяется доломит по четкому рефлексу dx =

Воскресенский карьер					
Обр. 214-73**	О бр. 215 - 73	Обр. 215-73**	Обр. 215 - 73**	O 6 p. 226–73 ^{;*;*}	
<0,001 мм	<0,001 мм	<0,001 мм	По	рода	
48,9	49,82	49,6	55,7	54,7	
0,67	0,65	0,70	0,79	0,84	
18,20	16,83	18,21	15,2	13,9	
6,25	5,82	6,30	6,54	3,03	
0,39	0,32	0,34	0,27	0,84	
1,39	2,77	1,00	Нет	6,53	
5,34	4,34	4,59	4,11	2,92	
0,02	0,03	0,03	0,12	0,03	
0,15	0,17	0,19	0,59	0,67	
4,08	3,82	4,15	4,23	6,84	
7,44	6,38	6,90	6,19	6,92	
6,85	7,08	7,65	6,00	2,72	
Нет	1,45	Нет	Нет	Нет	
	Нет	•		-	
0,40	0,14	0,16	0,27	0,06	
100,08	99,62	99,82	100,01	100,00	
	1,99				

^{22,87Å} (рис. 43). По рентгеновским характеристикам и электронно-микроскопическим данным палыгорскит восковидных глин идентичен палыгорскиту из карбонатных глин. По химическому составу глина отличается высокой магнезиальностью (MgO = 12,3%). Отложение пород происходило, вероятно, при общем увеличении концентрации Mg²⁺ в водах бассейна. Интересно, что, несмотря на это, даже в доломитах формировался палыгорскит, а не сепиолит, что, вероятно, связано с присутствием реакционноспособного Al³⁺. Присутствует ратовкит (F = 0,86%).

Измененный туффит представляет собой вулканокластическую породу шоколадно-коричневого цвета, легкую, пористую. В шлифах имеет своезбразный облик. Структура неоднородная, конгломератовидная, реликтовая, туфокластовая (табл. XXI). Округлые обломки измененных туфов (до 0,1 мм) бурого и

		Ратовский				
Компоненты	Обр. 303-73	Обр. 303 - 73	Обр. 267 - 73	Обр. 267 - 73**	Обр. 310-73	
	<0,001 мм	Порода	<0,01 мм	<0,01 мм	Порода	
SiO ₂	47,11	53,63	27,55	55,26	12,05	
TiO ₂	0,53	0,62	0,36	0,76	0,09	
Al_2O_3	16,20	15,30	6,59	13,96	1,73	
Fe ₂ O ₃	8,22	4,99	1,52	3,21	2,58	
Fe0	0,32	0,34	0,26	0,55	0,05	
CaO	1,09	1,09	28,57	0,36	43,96	
MgO	4,53	4,57	4,04	8,55	2,42	
MnO	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	
Na ₂ O	0,64	0,25	0,24	0,51	0,30	
К ₂ О	4,83	4,82	1,44	3,05	0,46	
H_2O^+	7,12	6,72	3,53	7,48	.2,99	
H ₂ 0	7,90	7,33	2,92	6,19	1,47	
CO ₂	0,32	Нет	22,35	Нет	32,25	
С	Her	0,20	0,12	•	0,14	
P ₂ 0 ₅	0,88	0,009	0,04	0,08	0,07	
Сумма	99,70	100,22	99,54	. 99,98	100,58	
I и II вы- тяжки:						
SiO _{2 квари}	Не опр.	4,11	0,38		Не опр.	
SiO _{2 amont}	•	1,86	2,61		1,20	

Примечание. В обр. 303-73 (порода) содержание $F = 0,59\%; 0 = F_2 = 0,25\%;$ в обр. 314-73 (порода) – $F = 0,86\%; 0 = F_2 = 0,36\%;$ в обр. 318-73 (фракция < 0,001 мм) – $F = 0,58\%; 0 = F_2 = 0,22\%$. Аналитик Р.М. Яшина.

желтого цвета сцементированы почти изотропным, плохо раскристаллизованным, глинистым веществом, развитым по витрическому базису. Во фракции > 0,01 мм наблюдаются остроугольные обломки кварца, корродированные зерна граната, очень мелкие идиоморфные кристаллы калиевых полевых шпатов, редкие таблички ромбических пироксенов, листочки слюд мусковитового ряда и единичные пластины измененного светло-коричневого биотита; отмечены редкие осколки желтоватых изотропных стекол ($n = 1,553 \pm 0,002$); встречено несколько мелких кристаллов прозрачного флюорита. Мелкие обломки туфов замещены фиброволокнистым агрегатом, близким к палыгорскиту; крупные – стекловаты и почти изотропны.

Дифрактограмма фракции. <0,001 мм и породы идентичны и демонстрируют редкий парагенез сепиолита и палыгорскита с отчетливыми рефлексами

(окончание)
------------	---

овраг

 Обр. 310-73:**	О бр. 314-73	Обр. 314-73***	Обр. 314-73	Обр. 318 - 73	Обр. 318-73 ^{:**}
 Пор	юда	< 0,0	001 мм	<0,0)1 мм
 43,55	43,92	50,81	43,38	53,77	51,75
0,33	0,40	0,50	0,40	0,53	0,55
6,44	8,62	10,76	10,05	9,78	10,14
9,61	3,50	4,38	5,97	8,76	2,86
0,18	0,17	0,21	0,22	0,22	0,23
11,00	5,92	Нет	1,87	0,78	0,81
9,02	12,12	12,30	8,65	10,20	10,56
0,07	0,01	0,01	Нет	0,02	0,02
1,11	0,17	0,21	2,00	0,21	0,22
1,71	1,33	1,66	1,43	1,98	2,05
11,12	9,02	11,25	11,63	11,66	12,08
5,48	6,14	7,65	11,23	7,66	7,94
Нет	7,20	Нет	0,17	0,30	0,31
•	0,30	•	0,19	Нет	Нет
0,26	0,21	0,26	2,38	0,06	0,06
99,88	99,53	100,00	99,57	100,24	99,58
	1 90		He own	1 40	
	T'98		ne oup.	1,40	
	1,86		-	2,30	

нескольких порядков отражений (рис. 44). В области малых углов рефлексы сепиолита d(110) = 11,8-11,9Å вместе с рефлексами палыгорскита d(110) = 10,5Å дают характерный двухвершинный пик, сохраняющийся при насыщении глицерином. Небольшое количество смектитовой фазы проявлено в специфической "распушенности" левого плеча рефлекса 11,9Å. Палыгорскитовая фаза выражена более отчетливо, чем сепиолитовая.

На электронно-микроскопических снимках в суспензии породы преобладают агрегированные в "снопы" кристаллы палыгорскита (сепиолита?) длиной до 5-7 мкм; присутствуют монтмориллонитовый минерал и ромбоздры доломита (табл. XXII, XXIII).

Химический состав породы (см. табл. 20) близок к составу палыгорскитовых глин – содержание MgO – 10,56%. Содержание элементов-хромофоров





Рис. 39. Дифрактограммы карбонатных палыгорскитовых глин из известняков и мергелей (обр. 267-73) и доломитов (обр. 284-73)

неориентированный препарат; 2,
ориентированные препараты

Условные обозначения см. на рис. 10

Рис. 40. Дифрактограмма "агрегатного" палыгорскита на стилолитовых швов в известняках среднего-верхнего карбона Московской синеклизы (обр. 259-73, фракция <0,001 мм)

Условные обозначения см. на рис. 10



Рис. 41. Разрезы обнажений 1 и 2 в левом борту Ратовского оврага 1 – алевропсаммитовый туффит, замещенный палыгорскит-сепиолитовым материалом; 2 – почвенный слой; 3 – задернованная поверхность обнажения. Остальные условные обозначения см. на рис. 37



Рис. 42. Дифрактограмма карбонатной палыгорскитовой глины верейского горизонта среднего карбона (обр. 310-73, фракция <0,001 мм) Условные обозначения см. на рис. 10

Рис. 43. Дифрактограмма палыгорскитовой глины из доломитовой толщи среднего карбона Ратовского оврага (обр. 314-73, фракция <0,001 мм) Условные обозначения см. на рис. 10



Рис. 44. Дифрактограммы измененного туффита среднего карбона из Ратовского оврага (обр. 318, фракция < 0,001 мм)

1 - неориентированный препарат; 2 - ориентированный препарат Условные обозначения см. на рис. 10

намного более низкое, чем в белых мергелях и глинах, не объясняет интенсивного темного цвета породы. С_{орг} отсутствует. Можно только предположить, что Fe, Ti, P входят в решетку какой-то трудно разлагаемой силикатной фазы, определяющей цвет породы.

Присутствие туффитовой породы в разрезе чрезвычайно интересно, если учесть, что вулканические породы в данных стратиграфических горизонтах Московской синеклизы обнаружены впервые. Проявления вулканической деятельности известны на севере Московской синеклизы пока только в более древних отложениях [Бирина, 1953]. Шоколадно-коричневые туфокластовые породы сходного типа обнаружены Е.М. Аксеновым и С.А. Волковой [1969] в карбонатных породах редкинской свиты. Авторы, ссылаясь на аналогичные породы Камчатки, объясняют цвет породы присутствием тончайших пленок г. дроокислов Fe, Ti, P на поверхности обломков туфов. Красновато-коричневый псаммитовый туффит наряду с базальтами и порфиритами наблюдался H.C. Ильиной с соавторами [1967] среди аргиллитов и песчаников на границе ордовикских и девонских отложений в Костромской области.

ПАЛЫГОРСКИТОВЫЕ ГЛИНЫ В ОТЛОЖЕНИЯХ ДЕВОНА ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА

Приуроченность палыгорскитовых глин к туфогенным породам в верхней надсолевой толще Старообинского района выявил В.П. Курочка [Курочка, Самодуров, 1976]. Этот же парагенез палыгорскита с вулканокластовыми породами отмечают Л.Ф. Ажгиревич с соавторами [1976; Ажгиревич, Палер, 1976].

Автором в 1973 г. изучен разрез скв. 259 в районе месторождения калийных солей, где осадочная толща сложена сланценосной, гипсоносной и гематитовой свитами данково-лебедянского комплекса пород D₃ [Шабловская, 1970] (рис. 45). Палыгорскит появляется в известковистых вулканогенноосадочных глинистых породах сланценосной свиты с глубины 95 м и прослеживается до глубины 270 м. Горючие сланцы отмечаются в разрезе с 280 м. Характерно, что наиболее высокие концентрации палыгорскита наблюдаются в прослоях туфогенных глин, сменяющих по разрезу доломиты. В самих доломитах палыгорскит не обнаружен.



Рис. 45. Разрез верхнедевонской надсолевой толщи Старобинского месторождения (по скв. 249)

1 – доломиты и доломитизированные известняки; 2 – известняки; 3 – мергели; 4 – туфогенные известковистые глины с палыгорскитом; 5 – горючие сланцы; 6 – слюдисто-гематитовые сланцы; 7 – гипсоносные сланцы; 8 – пиритизированные породы



Рис. 46. Дифрактограммы фракций <0,01 мм палыгорскитоодержащих туфогенных глин и мергелей из верхнедевонских отложений Припятского прогиба (скв. 259)

Условные обозначения см. на рис. 10

Палыгорскитсодержащие туфогенные известковистые глины представляют собой плотные тонкосложстые рассланцованные породы зеленовато-серого цвета, послойно обогащенные алевритистым терригенным материалом. Коллондные и тиксотропные свойства глины проявлены весьма слабо, что, вероятно, связано со эначительной уплотненностью породы под воздействием постседиментационных тектонических подвижек, связанных с формированием Припятского района. Под микроскопом порода обнаруживает алевропелитовую и алевротуффитовую структуру. Пелитовый материал насыщен мелкокристаллическим кальцитом. Крупнокристаллический кальцит формирует отдельные прожилки и скопления. В некоторых участках структура пятнисто-брекчиевидная за счет присутствия обломков измененных и кальцитизированных туфов. Витрический материал замещен палыгорскитовым агрегированным веществом, подчеркнутым различным угасанием разноориентированных блоков. Среди алевритовых компонентов преобладают очень корродированные, со сливающимися съеденными границами обломки кварца, пелитизированного калиевого полевого шпата и измененного плагиоклаза. В значительном количестве встречаются мелкие чешуйки гидрослюд. Редкие лейсты слабо гидратированного биотита связаны, по всей вероятности, с вулканогенным источником вещества. Мелкие витрические частицы в большинстве своем замещены палыгорскитом, крупные коричневые изотропные стекла основного состава составляют менее 1% от фракции > 0.01 мм. Пирит в виде мелких идиоморфных кристалликов рассеян по всей породе, бесформенные или фрамбоидальные образования тяготеют к участкам, обогащенным детритом. Содержание терригенной алевритовой компоненты резко варьирует в пределах микрослоев.

Пелитовый материал по данным дифрактометрического анализа представлен в основном палыгорскитом, содержание которого в породе коррелирует с содержанием туфогенного материала. В некоторых образцах размытое правое плечо рефлекса 10,5-10,4 Å при прокаливании препарата переходит в слабый рефлекс 13,6 Å отражающий небольшое присутствие разбухающих минералов с монтмориллонит-хлоритовыми неупорядоченными слоями (рис. 46). Под электронным микроскопом, несмотря на слабое проявление смектитовой фазы на дифрактограммах, наблюдается до 30-40% характерных для монтмориллонитовых минералов облакоподобных агрегатов. Возможно, это связано со слабой степенью раскристаллизации. Палыгорскит наряду с отдельными, вероятно обломанными в процессе диспергации, изолированными кристаллами встречается в виде трудно разбивающихся обособлений из сноповидно-лучистых агрегатов (табл, XXIV).

По данным химического анализа видно также присутствие, кроме палыгорскита, силикатной фазы, богатой алюминием (Al_2O_3 – до 15%). Л.Ф. Ажгиревич с соавторами [1972] приводят анализы палыгорскитсодержащих пород с варьирующими содержаниями компонентов: MgO – от 5,79 до 11,46%; Fe_2O_3 – от 1,58 до 7,41%. Эти данные, так же как и наши материалы, свидетельствуют о значительной поликомпонентности палыгорскитсодержащих пород Припятского прогиба по сравнению со всеми остальными объектами, что, безусловно, связано с геологическими особенностями района – поступлением более разнообразного по компонентному составу исходного вещества в бассейн Припятской впадины.

ГЕНЕЗИС ПАЛЫГОРСКИТА И СЕПИОЛИТА

Глинистые палыгорскиты и сепиолиты в карбонатных породах Русской платформы рассматриваются И.Д. Зхусом, Л.В. Пустоваловым, Л.Г. Рекшинской, М.А. Ратеевым, Н.М. Страховым, М.С. Швецовым и другими как индикаторы аридного типа литогенеза. Однако, как оказалось, пальгорскиты и сепиолиты не являются обязательными компонентами карбонатных пород аридных зон, а, напротив, встречаются относительно редко. В парагенезе с карбонатно-эвапоритовыми комплексами чаще встречаются железистые иллиты и минералы группы корренсита [Коссовская и др., 1971].

Хемогенное образование сепиолитов из щелочных, пересыщенных Mg^{2+} и свободным кремнеземом вод аридных бассейнов не находит каких-либо физико-химических противоречий. Что касается палыгорскита, то для его синтеза необходимы не только магний и кремнезем, но и реакционноспособный Al³⁺ ионная митрация которого в условиях аридного климата затруднена (см. гл. 1). М.А. Ратеев [1963, 1964] считал, что сепиолиты имеют хемогенный генезис и генетически связаны в большинстве случаев с доломитовыми породами аридных фаций. Палыгорскит, пространственно приуроченный к различным литологическим типам пород не только аридных, но и гумидных фаций. М.А. Ратеев относит в основном к аллотигенным. т.е. переотложенным из размытых палыгорскитсодержащих пород аридных зон континента, не отрицая принципиальной возможности образования его в результате химического взаимодействия магнезиальных иловых вод с тонкодисперсным монтмориллонитом в стадию диагенеза осадков. Изученные материалы позволяют предположить другое объяснение афациальности палыгорскитовой минерализации в палеозойских карбонатных породах Русской платформы.

Автором установлено наличие двух морфогенетических разностей глинистого палыгорскита в изученных разрезах Московской синеклизы и Припятской впадины, наиболее отчетливые черты которых проявляются при изучении пород под электронным микроскопом; а) палыгорскиты со сноповидно-лучистыми и параллельно-шестоватыми агрегатами кристаллов, по морфологическим и химическим особенностям близкие к метасоматическим вулканогенным палыгорскитам Черкасского и Восточно-Атлантического проявлений; б) палыгорскиты со спутанно-волокнистой структурой, образованной при свободном росте изолированных ленто-нитевидных кристаллов, формирующихся в процессе нормальной хемогенной седиментации.

Первый тип палыгорскитов по изученным материалам широко распространен в подольском и мячковском, отчасти касимовском горизонтах Московской синеклизы и в породах верхнего девона Припятской впадины. В.П. Корзун [1970] на северо-востоке Припятской впадины. описал щелочно-ультраосновные и щелочные базальтоиды, нефелиниты и трахиты верхнего девона. Формирование этих пород сопровождалось массовым развитием пирокластических пород и широким проявлением метасоматоза.

Установленная связь палыгорскита в сланценосных данково-лебедянских отложениях Припятской впадины с туфогенно-осадочными породами, а также присутствие неизвестного ранее туфитового прослоя в разрезе верейского горизонта С. Московской синеклизы могут свидетельствовать о более значительной, чем предполагалось, роли вулканогенного источника материала в формировании карбонатной толщи Русской платформы. Относительная редкость обнаружения тефрогенных пород в осадочном чехле платформы, по-видимому, объясняется не слабой их распространенностью, а камуфлированным характером нестойкого витрического материала в агрессивной карбонатной среде, способствующей его глубокому разложению. По-видимому, поступление в бассейн пирокластики, превышающее для данного района скорость карбонатонакопления, может приводить к формированию локальных прослоев слабокарбонатных палыгорскитовых глин метасоматического типа с характерным сноповидным обликом агрегатов. Глины этого типа относятся нами к камуфлированно-широкластогенным. Для них свойственны повышенное содержание Fe₂O₃, присутствие монтмориллонита, сингенетичных кремней, гидроокислов марганца и железа.

Образование хемогенных глин со спутанно-волокнистой структурой может быть связано с поступлением в бассейн пирокластики в количестве, соизмеримом со скоростью карбонатонакопления. В этом случае в стадию раннего диагенеза возможно полное разложение рассеянного нестойкого стекла в агрессивной для него среде с фиксацией мало подвижного в щелочной обстановке AI^{3+} в решетке палыгорскита. Предположение о формировании палыгорскита за счет преобразования монтмориллонита вызывает сомнение ввиду стабильности монтмориллонита в щелочной среде; известны многочисленные прослои бентонитов в карбонатных породах Русской платформы.

Хемогенная седиментация палыгорскита (сепиолита) может происходить. по всей видимости, и при локальном обогащении вод бассейна Mg2+, поступавшим в бассейн с минерализованными растворами из трешинных зон фундамента. Палыгорскит-сепиолитовая минерализация в отложениях верейского горизонта (Ратовский овраг, г. Верея), возможно, является примером редкого сочетания перечисленных факторов палыгорскитообразования. Исключительная степень совершенства и длина лентовидных кристаллов, образующих агрегаты, близкие к метасоматическим разновидностям; приуроченность палыгорскитовых глин как к известнякам, так и к доломитам; присутствие в разрезе реликтовой туфитовой породы, замещенной палыгорскитом и сепиолитом, - все это Свидетельства сложного генезиса магнезиальных гидросиликатов в этом районе. При описании разреза отмечалось, что осадкообразование происходило при нарастании концентрации Mg²⁺ в иловых водах, не характерном для осадков верейского горизонта на всей территории. Косвенным доказательством наложенного поступления избыточного магния может быть обогащение палыгорскитсодержащих осадков раковинами брахиопод, сохраненных в прижизненном положении. Расположение Ратовского оврага в пределах разломных зон фундамента, о чем свидетельствуют геофизические и геологические данные [Федынский и др., 1975], а также присутствие фтористой минерализации (ратовкит) подтверждают возможность поступления в бассейн гидротермальных растворов. Как известно, эксгаляционное поступление фтора в каменноугольный бассейн Русской платформы предполагалось еще В.А. Карпинским [1915], А.Е. Ферсманом [1916, 1934], А.И. Швецовым [1958]. Геохимические исследования последних лет [Пузанов, 1972; Юдович и др., 1975], приуроченность флюорита на Русской платформе не только к глинистым породам, но и к песчаникам [Хворова, 1953; и др.] подтверждают эту точку эрения. В этой связи представляют интерес данные о том, что формирование доломитовых прослоев в пресноводных гумидных осадках озер Южных Динарид происходило при участии магнезиальных гидротермальных растворов [Ylich, 1974]. Проблемы тектоно-магматической активизации Русской платформы в самых различных формах проявления наиболее отчетливо освещены Е.Е. Захаровым и Е.Н. Крестиным [Захаров, Крестин, 1972; Захаров и др., 1975].

Близким по механизму образования к хемогенным типам является агрегатный пальгорскит, формирующийся в трещинных зонах, пустотах выщелачивания и стилолитовых швах карбонатно-глинистых пород ("горная кожа"). Эта морфологическая разновидность пальгорскита является как бы крайним выражением процесса роста кристаллов из растворов (рассолов). Кристаллы таких гипергенно-трещинных палыгорскитов отличаются от хемогенных седиментациенных только большей длиной волокон и степенью совершенства структур.

Таким образом, глинистый палыгорскит в отличие от сепиолита является политенным минералом, новообразование которого может быть связано с различными процессами. Изученные материалы показали, что аридный климат нельзя считать единственным и непременным фактором палыгорскитообразования, хотя, безусловно, он способствует повышению таких параметров, как минерализация вод бассейна, общая активность компонентов, шелочность среды. Однако необходимая концентрация химических компонентов может обеспечиваться не только благодаря климатическим факторам, но и вследствие эндогенного подтока минерализованных растворов. Кроме того, необходимым условием является присутствие нестойкого эломосиликатного материала, которым чаше всего может служить камуфлированная пирокластика.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ Магнезиальных гидросиликатов группы палыгорскита и сепиолита

В настоящее время не разработано обобщающей генетической классификации палыгорскит-сепиолитовой минерализации и исследователи обычно рассматривают какую-либо одну модель генезиса: хемогенно-эвапоритовую, гидротермальную или гипергенную. Обобщение литературных данных показало, что палыгорскит и сепиолит – преимущественно хемогенные минералы, кристаллизующиеся из водных растворов в самых различных геологических обстановках в широком интервале температур (25-220°C), отвечающем поверхностным условиям или низкотемпературным гидротермальным системам растворов. Литературные данные и наши результаты обнаруживают возможность кристаллизации палыгорскитов в результате преобразования вулканогенного материала или фемических минералов в стадию диагенеза – начального эпигенеза, происходящего иногда с эндогенным подтоком растворов, обогащенных магнием и кремнием.

Выделение палыгорскитовой минерализации, связанной с эндогенным (вулканогенным и гидротермальным) источником вещества, потребовало определения ее места в процессах литогенеза и анализа существующих данных по другим районам в целях выявления специфики парагенетических ассоциаций, химизма, морфологии.

При проведении такой типизации известных проявлений палыгорскита и сепиолита мы, безусловно, учитывали, что резкие границы между отдельными типами провести нельзя в связи с многофакторностью природных систем вообще. Выделенные типы отражают в основном три фактора: термодинамический – формирование минерализации как в параметрах седиментогенеза, протекающего при нормальных поверхностных *PT*-условиях, так и в параметрах гидродинамических систем, где температура может изменяться от 25 до 200° С; геохимический – влияние источника необходимых компонентов (M_{2}^{2+} , Al^{3+} и SiO₂)и онтогенический, определяющий морфологию кристаллических индивидуумов и их агрегатов,

Разработанная скома генетической типизации палыгорскитов и сепиолитов представлена на рис. 47.

В основу схемы генетической типизации положены следующие классификационные признаки:

1) отношение рассматриваемой минерализации к определенному типу геологических образований, обусловленных соответствующими процессами (генетические группы);

2) источник минералообразующих компонентов (генетические типы);

3) онтогенические особенности кристаллизации (морфологические типы);

4) распространенность выделенных генетических типов палыгорскита и сепиолита в океанах и на континентах и особенности климатических и геологотектонических условий, т.е. геологическая обстановка.

Геологические образования, к которым приурочено развитие сепиолит-палыгорскитовой минерализации, подразделены на три основные группы, связанные с осадочными формациями, почвами и наложенными процессами. Наиболь-



^{📖 / 🗾 2 🔜} J

Рис. 47. Схема генетической типизации палыгорскитов и сепиолитов

1 – палыгорскит; 2 – сепиолит; 3 – монтмориллонит, слюды и другие глинистые минералы. Высота столбиков отвечает встречаемости палыгорскита и сепиолита соответствующего генетического типа, площадь заштрихованных участков в столбике – максимальному содержанию палыгорскита или сепиолита в глинах или породе

шее геологическое значение, а также разнообразие обстановок свойственны палыгорскитам первой группы, которым и уделено основное внимание в настоящей работе. Две другие группы охарактеризованы автором как по отдельным наиболее выразительным объектам, так и по литературным данным.

палыгорскиты и сепиолиты в осадочных формациях

Палыгорскит-сепиолитовая минерализация в осадочных формациях связана с широким диапазоном обстановок как в океанических, так и в континентальных регионах. Формирование палыгорскита и сепиолита осуществляется на разных стадиях литогенеза начиная с сингенеза и кончая начальным эпигенезом.

Полученные новые материалы показали, что в процессе палыгорскитообразования важная роль принадлежит "камуфлированному" эндогенному веществу, которое может участвовать в седиментационном процессе в твердой и жидкой фазах. В первом случае это может быть витрическая тонкодисперсная вулканокластика, во втором – гидротермальные магнезиальные растворы. Характер-

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ ГИДРОСИЛИКАТОВ ГРУППЫ ПАЛЫГОРСКИТА И СЕПИОЛИТА

В настоящее время не разработано обобщающей генетической классификации палыгорскит-сепиолитовой минерализации и исследователи обычно рассматривают какую-либо одну модель генезиса: хемогенно-эвапоритовую, гидротермальную или гипергенную. Обобщение литературных данных показало, что папыгорскит и сепиолит – преимущественно хемогенные минералы, кристаллизующиеся из водных растворов в самых различных геологических обстановках в широком интервале температур (25-220°C), отвечающем поверхностным условиям или низкотемпературным гидротермальным системам растворов. Литературные данные и наши результаты обнаруживают возможность кристаллизации палыгорскитов в результате преобразования вулканогенного материала или фемических минералов в стадию диагенеза – начального эпигенеза, происходящего иногда с эндогенным подтоком растворов, обогащенных магнием и кремнием.

Выделение палыгорскитовой минерализации, связанной с эндогенным (вулканогенным и гидротермальным) источником вещества, потребовало определения ее места в процессах литогенеза и анализа существующих данных по другим районам в целях выявления специфики парагенетических ассоциаций, химизма, морфологии.

При проведении такой типизации известных проявлений палыгорскита и сепиолита мы, безусловно, учитывали, что резкие границы между отдельными типами провести нельзя в связи с многофакторностью природных систем вообще. Выделенные типы отражают в основном три фактора: термодинамический – формирование минерализации как в параметрах седиментогенеза, протекающего при нормальных поверхностных *PT*-условиях, так и в параметрах гидродинамических систем, где температура может изменяться от 25 до 200° С; геохимический – влияние источника необходимых компонентов (M_{2}^{2+} , Al^{3+} и SiO₂)и онтогенический, определяющий морфологию кристаллических индивидуумов и их агрегатов.

Разработанная скома генетической типизации палыгорскитов и сепиолитов представлена на рис. 47.

В основу схемы генетической типизации положены следующие классификационные признаки:

1) отношение рассматриваемой минерализации к определенному типу геологических образований, обусловленных соответствующими процессами (генетические группы);

2) источник минералообразующих компонентов (генетические типы);

3) онтогенические особенности кристаллизации (морфологические типы);

4) распространенность выделенных генетических типов палыгорскита и сепиолита в океанах и на континентах и особенности климатических и геологотектонических условий, т.е. геологическая обстановка.

Геологические образования, к которым приурочено развитие сепиолит-палыгорскитовой минерализации, подразделены на три основные группы, связанные с осадочными формациями, почвами и наложенными процессами. Наиболь-



Рис. 47. Схема генетической типизации палыгорскитов и сепиолитов 1 – палыгорскит; 2 – сепиолит; 3 – монтмориллонит, слюды и другие глинистые минералы. Высота столбиков отвечает встречаемости палыгорскита и сепиолита соответствующего генетического типа, площадь заштрихованных участков в столбике – максимальному содержанию палыгорскита или сепиолита в глинах или породе

шее геологическое значение, а также разнообразие обстановок свойственны палыгорскитам первой группы, которым и уделено основное внимание в настоящей работе. Две другие группы охарактеризованы автором как по отдельным наиболее выразительным объектам, так и по литературным данным.

палыгорскиты и сепиолиты в осадочных формациях

Палыгорскит-сепиолитовая минерализация в осадочных формациях связана с широким диапазоном обстановок как в океанических, так и в континентальных регионах. Формирование палыгорскита и сепиолита осуществляется на разных стадиях литогенеза начиная с сингенеза и кончая начальным эпигенезом.

Полученные новые материалы показали, что в процессе палыгорскитообразования важная роль принадлежит "камуфлированному" эндогенному веществу, которое может участвовать в седиментационном процессе в твердой и жидкой фазах. В первом случае это может быть витрическая тонкодисперсная вулканокластика, во втором – гидротермальные магнезиальные растворы. Характерной особенностью палыгорскитов этой группы является концентрация в виде пластов и прослоев глин, иногда мономинеральных и достигающих в океаничес-ких бассейнах значительной мощности.

Для палыгорскитов, равно как и сепиолитов, характерна тонкая размерность кристаллитов (1-10 мкм), что позволило объединить все генетические типы этой группы под названием "дисперсных" в отличие от длинноволокнистых ("агрегатных") типа "горной кожи".

терригенно-обломочный тип

Кластогенная палыгорскитовая минерализация имеет наиболее ограниченное распространение в осадках континентальных и океанических регионов. И в том. и в другом случае присутствие палыгорскита в осадках связано с размывом палыгорскитсодержащих пород и почв. приуроченных к осадкам аридных зон на континенте. К такому типу минерализации относятся аллотигенные палыгорскиты в карбонатных плейстоценовых илах дельтовых фаций Персидского залива [Esteoule e.a., 1970] и северной части Индийского океана [Безруков, 1961; Горбунова, 1966; Goldberg, Griffin, 1970]. Однако в осадках центральной области Персидского залива, несмотря на присутствие терригенного обломочного доломита, палыгорскит не обнаружен, что говорит о незначительном ареале рассеяния палыгорскита в осадках бассейнов, примыкающих к континентам с эасушливым климатом [Pilkey, Hoble, 1966]. С этих позиций выводы относительно генезиса палыгорскитов Аденского залива и Красного моря [Безруков, 1961; Горбунова, 1966] представляются недостаточно обоснованными (см. гл. 2). Бонатти и Сабатье допускают возможность аутигенного образования палыгорскитов в осадках рифтовой долины Аденского залива и Красного моря, и это представляется справедливым.

Терригенный генезис могут иметь рассеянные палыгорскиты в послетретичных осадках Атлантического океана, в районах, примыкающих к областям Западной Африки с известными толщами палыгорскитсодержащих третичных образований. Но масштабы терригенного сноса магнезиальных гидросиликатов вряд ли могут быть значительными, что мы отмечали при рассмотрении генезиса восточноатлантической палыгорскитовой толщи (см. гл. 2). Перенос терригенного палыгорскита может быть обусловлен как деятельностью речных потоков, так и эоловыми процессами. Здесь важно учитывать, что для консервалии и транспортировки аллотигенного пальгорскита, обогащающего обычно чрезвычайно тонкодисперсную фазу речной мути [Ратеев, Виталь, 1959; Ратеев, 1964], необходимы условия, близкие к условиям формирования вутиуенного палыгорскита, т.е. спокойный гидродинамический режим и шелочная среда. Устьевые же участки западноафриканских рек покрыты густыми мангровыми и другими зарослями, обогащающими дельтовые воды кислыми органическими кислотами, в присутствии которых деградирует даже монтмориллонит с более широким диапазоном pH стабилизации, что отмечалось Тарди в дельтовых фациях сэ. Чад [Tardy e.a., 1974]. Эсловая эрозия палыгорскитовых толщ в аридных зонах затруднена процессами гипергенеза, приводящими окремнению обнаженных пластов с монтмориллонит-палыгорскитовыми л. глинами и разрушению в них глинистых компонентов [Закиров, Саидходжаев, 1970].

В водоемах континентальных блоков аллотигенный палыгорскит отмечен М.А. Ратеевым [1964] и Д.С. Туровским [1976] в осадках Аральского моря и связывается ими с отложениями глинистых взвесей р. Сырдарьи. Палыгорскит эдесь установлен по редким изолированным обломкам кристаллов во фракции <0,001 мм под электронным микроскопом, по дифрактометрическим данным и избыточному содержанию MgO в химическом составе осадков.

Примечательно, что в доломитовых илах оз. Балхаш формируются аутигенные сепиолиты, а не палыгорскиты, что связано с отсутствием подвижного Al³⁺ в эвапоритовом бассейне [Туровский, Шеко, 1974]. Роль алюминия при формировании глинистых минералов в различных климатических зонах подчеркивалась и А.Г. Коссовской [Коссовская и др., 1971].

Б.П. Градусов [1968], описавший сепиолиты и палыгорскиты из Кургаининканского полиметаллического месторождения, предполагает обогащение этими минералами почвенных горизонтов предгорных районов Средней Азии. В этом случае следовало бы ожидать присутствия палыгорскита и сепиолита одновременно как в почвах района, так и в осадках Аральского моря, что не подтверждается фактическим материалом. Даже в кайнозойских молассах присутствует только палыгорскит, формирование которого Н.И. Гриднев и Г.И. Тесленко [1962], так же как и А.С. Уклонский [1940], связывают с щелочными нефтяными водами. Аутигенные палыгорскиты присутствуют в юрских, меловых и палеогеновых отложениях Южной Ферганы [Верзилин, Михайлович, 1967; Закиров, Ясколко, 1968; Мироненко, 1970; Верзилин, 1972; Закиров и др., 1972а; Мирсандов, 1972; Юсман, 1972], которая, по всей вероятности, является питающей провинцией для палыгорскитсодержащих осадков Аральского моря [Годин, Хусанбаев, 1974]. Необходимо подчеркнуть, что, несмотря на присутствие палыгорскита во взвесях вод Сырдарьи, масштабы процессов переотложения палыгорскита чрезвычайно малы. Практически нигде, ни в четвертичных отложениях Южной Ферганы [Годин, Хусанбаев, 1974], ни в Аральском море, ни в Персидском заливе аллотигенный палыгорскит не формирует мономинеральных или в значительной степени обогащенных им глин, а является составным компонентом полиминеральных осадков (5-10%). Следовательно, основными чертами терригенно-обломочного типа палыгорскитовой или сепиолитовой минерализации являются следующие: тонкодисперсный характер кристаллов (<1 мкм); изолированность их и отсутствие агрегатов; рассеянный характер по отношению к вмещающей породе (5-10%); непременное присутствие карбонатов; приуроченность к аридным зонам с палыгорскитсодержащими породами на территории сноса. Присутствие палыгорскита (сепиолита) данного типа в древних отложениях, несомненно, может быть индикатором палеогеографической обстановки на эродируемых плошадях.

ХЕМОГЕННО-ЭВАПОРИТОВЫЙ ТИП

Сепиолитовая и палыгорскитовая минерализация наиболее полно изучена в осадках континентальных бассейнов аридных эон - как древних, так и современных. Формирование магнезиальных гидросиликатов из минерализованных растворов аридных бассейнов Н.М. Страхов [1951, 1962, 1963] теоретически объясняет совмещением геохимических циклов магния и кремния. Хемогенный генезис сепиолитов и отчасти палыгорскитов в известняково-доломитовых аридных фациях Русской платформы весьма убедительно доказан М.А. Ратеевым [1963, 1964] и наблюдался автором настоящей работы в подольских и мячковских отложениях Коломенского района. Другим классическим примером хемогенно-эвапоритового генезиса являются, по представлениям М.А. Ратеева, А.И. Осиповой [1958], М.З. Закирова с соавторами [1972а], М.М. Мирсандова [1972], палеогеновые палыгорскитовые глины Южной Ферганы, образование которых в лагунных аридных фациях не вызывает сомнения, однако материалы, полученные при проведении данного исследования, позволяют считать одним из факторов палыгорскитообразования в Ферганской впадине преобразование вулканического стекла, так же как это считается доказанным для третичных ферганских истинных щелочных бентонитов [Мирсаидов, 1972; и др.]. Аутигенный палыгорскит, связанный с аридными известняково-доломитовыми фациями верхнего девона Рыбинской впадины и Иркутского амфитеатра (Восточная Сибирь), описан Ю.Н. Заниным [1965].

За рубежом наиболее известными хемогенно-эвапоритовыми палыгорскит-^{сепи}олитовыми образованиями являются глинисто-фосфоритовые третичные от-^{ложени}я бассейнов Западной Африки - Сенегала [Capdecomme, Kulbicki, 1954],



Рис. 48. Схематический разрез продуктивной толши месторождения Вальекас (Испания)

1-обломочные минералы; 2-иллит-монтмориллонит; 3-сепиолит, монтмориллонит; 4-сепиолит

Рис. 49. Дифрактограммы фракции <0,01 мм из глин месторождения Вальекас

1 – иллит-монтмориллонитовый слой (обр. 193-72); 2 – сепиолитовый слой (обр. 192-72); 3 – сепиолит-монтмориллонитовый слой (обр. 191-72). Условные обозначения см. на рис. 10



палыгорскит-монтмориллонитовые отложения Трансвааля [Heystek, Schmidt, 1953], сепиолиты и палыгорскиты в осадках третичных и четвертичных бассейнов Саудовской Аравии [Müller, 1961], Дагомен и Того [Slansky, 1959; матерналы изучения которых изложены в обобщающих Slansky e.a., 1959], работах по генезису магнезиальных гидросиликатов [Millot e.a., 1957; Millot e.a., 1960; Millot, 1964, 1967]. Милло связывает формирование палыгорскитов и сепиолитов с процессами новообразования в бассейнах районов аридного климата при условии интенсивного гумидного выветривания основных и ультрассновных пород на эродируемых плошадях. Доказательство этому - характерные трансгрессивно-регрессивные чередования и взаимоотношения в разрезах и на площади слоев, обогащенных соответственно в прибрежной части бассейнов монтмориллонитом, в удаленных от берега - палыгорскитом и в дентральных наиболее богатых магнием участках - сепнолитом.

Ярким представителем хомогенно-эвапоритового типа минерализации явля-



Рис. 50. Слема формирования минерального состава третичных месторождений сепиолитовых глин Испании (Мадридский район)

ется ряд месторождений сепиолитовых глин Испании, например месторождение Вальекас, образцы глин которого изучались автором. Месторождение расположено в 100 км юго-восточнее г. Мадрида и приурочено к осадкам третичного бассейна, питающегося за счет размыва осадочно-метаморфической серии пород (мраморы, аргиллиты, сподистые сланцы, кварциты, гнейсы) палеозойского и мезозойского возраста. Сепиолитовые глины формируют линзообразную вытянутую в субщиротном направлении залежь. Максимальная мощность – 4 м, ширина залежи – 80 м, длина – 250 м. Разрез вмещающей толщи представлен на рис. 48.

Под электронным микроскопом сепиолитовая глина (табл. XXV, а) слагает спутанно-волокнистый войлокоподобный агрегат из длинных (>10 мкм) изолированных нитевидных кристаллов, специфичных для магнезиальных гидросиликатов, свободно кристаллизующихся из растворов (рассолов) в стадию седиментогенеза или в трещинных зонах (табл. XXV, б); химическим анализом установлено 20,25% MgO при содержании Al₂O₃ - 3,40%. Испанскими исследователями [Huertas e.a., 1970] приводится следующая кристаллохимическая формула для сепиолита из месторождения Вальекас: (Si_{11,642}Al_{0,358}). ·(Al_{0,658}Mg7.007)_{0,363} O₃₀(OH)₄(H₂O)₄.

Рентгеновским анализом установлена также мономинеральная сепиолитовая фаза с незначительным количеством кварца (рис. 49). В породе, перекрывающей мономинеральную сепиолитовую глину (слой 5), рентгеновским анали-Зом определены кальцит, доломит, кварц, гидрослюда, каолинит, хлорит. Исследователи месторождения отмечают присутствие сапонита, гекторита и палыгорскита и предлагают следующую схему формирования минерального состава (рис. 50). Сепиолитовые глины считаются [Alonso e.a., 1961; Huertas e.a., 1970] типичными хемогенными эвапоритовыми фациями третичных бассейнов Испании. Однако особенности локализации и морфологии пластов сепиолитовых глин - вытянутая линза с перекрытием и разрывом (рассечением) нормальных седиментационных отложений монтмориллонит-иллитового состава - могут быть Связаны с узкой индивидуализацией и специфическими условиями некоторых участков бассейна Тагус, развитого в третичное время на значительной площади. В пределах этого бассейна расположено несколько таких линэ существенно сепиолитовых глин с сапонитом и гекторитом. Эти особенности локализации и вещественного состава, а также отсутствие основных и ультраоснов-ПЫХ ПОРОД НА ТЕРРИТОРИИ СНОСА, ВОЗМОЖНО, СВИДЕТЕЛЬСТВУЮТ О ДОПОЛНИТЕЛЬНОМ

Таблица 21

	Камуфлированный вулканогенно-осадоч Камуфлированный вулканогенно-гидротермальный подтип				
Компоненты					
	1*	2*	3		
SiO ₂	51,79	49,00	55,96		
TiO ₂	0,70	0,37	0,98		
Al_2O_3	11,98	12,10	14,86		
Fe_2O_3	3,55	8,36	7,86		
FeO	1,18	Нет	0,40		
CaO	0,98	1,04	2,23		
MgO	7,78	6,88	6,59		
MnO	0,01	0,19	0,04		
Na ₂ O	0,55	0,10	0,08		
K ₂ O	1,67	1,17	1,22		
<u>-</u> Н ₂ О-	10,90	9,67			
-			9,70		
H ₂ O+	7,51	10,86			
$\overline{P_2O_5}$	0,72	Нет	0,08		
C	0,77		Нет		
Сумма	99,99	100,07	99,98		

Химический состав палыгорскитов различных генетических

*Анализы, пересчитанные на вещество без SiO_{2кварц} и SiO_{2 аморф}. **Анализы, пересчитанные на бескарбонатное вещество.

Примечание. 1 – Восточная Атлантика, пелагические глины, эоцен, обр. 54, фракция <0,001 мм; 2 – Украинский шит, Черкасское месторождение, миоцен, обр. 37, фракция <0,001 мм; 3 – Сирия, месторождение Тель-Ходжар, зоцен, фракция <0,001 мм [Десятников, 1974]; 4 – Мос-

поступлении магния в седиментационный бассейн в уэколокальных зонах, расположенных в зонах глубинных разломов, обусловливающих характерную блоковую структуру кристаллического фундамента мадридского района.

Интересно рассмотреть источники минералообразующих компонентов при формировании хемогенных сепиолитов в осадках щелочных и минерализованных озер, которые в последнее время привлекают внимание исследователей. Обзор литературных данных приведен в работе Милло [1968], поэтому здесь целесообразно ограничиться лишь новейшими исследованиями. При изучении

ный тип Камуфлированно-пирокласто- генный подтип		Хемогенно-эвапоритовый тип		Элювиально- гипер генный тип
4	5	6**	7**	8
51,30	52,10	5 5, 26	50,81	56,32
0,55	0,91	0,76	0,50	Сл.
10,40	16,20	13,96	10,76	11,20
8,00	6,76	3,21	4,38	1,24
0,26	1,64	0,55	0,21	Нет
0,79	Нет	0,36	Нет	Сл.
9,71	6,93	8,55	12,30	9,98
0,03	0,16	0,02	0,01	0,50
0,18	0,22	0,51	0,21	0,49
1,83	3,16	3,05	1,66	0,16
8,20	7,56	7,48	11,25	9,01
8,62	4,11	6,19	7,65	10,41
0,10	0,43	0,08	0,26	1,11
Нет	Нет	Нет	Нет	0,24
99.87	100.18	99.9 8	100.00	100.66

типов из стратифицированных отложений, %

ковская синеклиза, карбонатно-глинистые отложения карбона, обр. 204, фракция < 0,001 мм; 5 – Припятский прогиб, карбонатно-глинистые отложения девона, обр. 359, фракция < 0,01 мм; 6 – Московская синеклиза, карбонатно-глинистые отложения карбона, обр. 267, фракция < 0,01 мм; 7 – то же, обр. 314, фракция <0,001 мм; 8 – Средняя Азия, солончаковые почвы [Перельман, 1950].

осадков шелочных мелководных бассейнов в пустыне Южной Невады [Parke, 1972] обнаружен обогащенный сепиолитом слой мошностью 1,2 м, залегаюший с резким контактом среди монтмориллонит-сапонитовых глин. Сепиолит ассоциирует с небольшим количеством иллита и монтмориллонита в тонких фракциях, а также с вулканическим стеклом и аутигенным доломитом – в крупных фракциях. Отмечена высокая магнезиальность грунтовых вод изученного района и присутствие вулканического стекла в сепиолитовых глинах. Характерно, что сепиолит редко встречается в осадках шелочных озер запада США. Дрост [Drost, 1961] не обнаружил сепиолита в осадках 45 исследованных им минерализованных озер Южной Калифорнии. Присутствие вулканических стекол отмечено в плейстоценовых осадках шелочных озер Техаса, причем пепловый материал, вероятно, служил источником SiO₂ для образования сепиолита в богатых магнием доломитовых озерных эвапоритовых осадках [McLean e.a., 1972].

Интересно проследить стадии минералообразования в содовом озере Чад в Центральной Африке. Ряд типичных для эвапоритовых бассейнов минералов, заканчивающийся, по Н.М. Страхову [1963], обычно сепиолитом, в этом озере, несмотря на резко шелочную среду, завершается магнезиальным монтмориллонитом. По-видимому, для новообразования сепиолита и даже палыгорскита в озерных водах, питающихся за счет размыва мощных латеритных и бокситовых кор выветривания, недостаточна концентрация магния [Tardy e.a., 1974].

Приведенный материал свидетельствует о том, что сепиолиты не являются обычными и широкораспространенными минералами для нормальных эвапоритовых бассейнов, а палыгорскиты присутствуют в эвапоритовых фациях довольно редко, что, по-видимому, обусловлено слабой подвижностью Al³⁺ в щелочных условиях с pH < 10.

В целом для рассматриваемого типа палыгорскитовой и сепиолитовой минерализации характерен ряд особенностей: спутанно-волокнистый характер агрегатов изолированных длинных (>10 мкм) кристаллов как сепиолита, так и палыгорскита (см. табл. XXV, б); более низкое содержание окисного и закисного железа в хемогенных палыгорскитах по сравнению с камуфлированными вулканогенными разновидностями (табл. 21); присутствие глинозема до 3-5% в сепиолитах; отсутствие гидроокислов железа и марганца; парагенезы с магнезиальными монтмориллонитами и сапонитами; приуроченность к карбонатным, преимущественно доломитовым осадкам.

Приведенные данные показывают, что хемогенно-эвапоритовый тип минерализации включает в себя сепиолиты, реже палыгорскиты, формирование которых связано с процессами минералообразования в бассейнах с карбонатным и содовым типами осадконакопления и со значительной минерализацией вод (независимо от источника, обеспечивающего повышенную концентрацию химических компонентов). Это могут быть как усыхающие щелочные бассейны зон аридного литогенеза на континенте, так и водоемы с локальным дополнительным поступлением (синхронно с осадконакоплением) гипогенных или смешанных минерализованных растворов. К такому типу могут быть отнесены бассейны районов с начальными стадиями рифтогенеза. Так, сепиолиты в подошве толщи палыгорскитовых глин из разреза скв. 12 в Восточной Атлантике, цементирующие аутигенные доломитовые илы, могли формироваться непосредственно в осадке из минерализованных растворов с высокой концентрацией магния и кремния; и ведущим фактором минералообразования в данном случае, так же как и для сепиолитов Срединно-Атлантической рифтовой зоны [Hatha-1965], является не климат, а поступление богатых магнием раway, Sachs, створов в седиментационный бассейн.

Примерами минерализации этого типа на континенте в условиях мелководных бассейнов с карбонатным типом осадконакопления могут быть палыгорскиты верейского (в Ратовском овраге), подольского и мячковского горизонтов Русской платформы, а также сепиолиты месторождения Вальекас (Испания), описанные выше. Отчетливых критериев различия сепиолитов и палыгорскитов, образованных в собственно эвапоритовых щелочных бассейнах и в бассейнах с дополнительным подтоком глубинных растворов, выявить не удается. Но присутствие таких специфических минералов, как флюорит (ратовкит), гекторит и сапонит (Вальекас), дает основание допустить, что формирование этих минералов происходило при участии в осадкообразовании гипогенных факторов. Для решения этого вопроса, вероятно, нужны детальные геохимические исследования с изучением как ведущих химических компонентов в системе минерал-раствор, так и микроэлементов.

КАМУФЛИРОВАННЫЙ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ ТИП

Этот тип палыгорскитовой минерализации выделен на примере описанных выше мошных палыгорскитовых глин Восточной Атлантики и Черкасского месторождения, в которых наиболее отчетливо проявлена связь пальторскитовой минерализации с преобразованием камуфлированных витрических компонентов с дополнительным поступлением Mg²⁺ по разломным зонам. Позднее участие камуфлированной пирокластики было выявлено при изучении палыгорскитовых глин в карбонатных толщах. Термин "камуфлированная вулканокластика" был введен А.Г. Коссовской [1975] для обозначения вулканокластика" был введен А.Г. Коссовской [1975] для обозначения вулканокластика" был вается лишь по комплексу как новообразованных, так и сохранившихся минералов-"свидетелей". В этом типе пальгорскитовой минерализации отчетливо выделяются два подтипа: вулканогенно-гидротермальный и камуфлированнопирокластогенный.

Вулканогенно-гидротермальный подтип минерализации выявлен в Восточной Атлантике. Для него характерна большая мощность бескарбонатных палыгорскитовых глин, исходным субстратом которых были нестойкие вулканокластиты состава щелочных базальтов, обеспечивавшие при разложении необходимую щелочность среды.

На континенте к этому подтипу относятся неогеновые глины Украинского щита (Черкасское месторождение) и озерные верхнемиоценовые и плиоценовые отложения Сирии, приуроченные к Восточно-Африканской рифтовой зоне. По материалам И.А. Десятникова [1974, 1975] палыгорскиты Сирии связаны с преобразованием пеплового материала в озерах степной и полупустынной зон. Генетическая связь их с вулканогенным источником материала прослеживается очень четко. Пласты палыгорскитсодержащих глин содержат прослои вулканических стекол алевритовой размерности и базальтов, связанных с синхронным вулканизмом рифтовой зоны. В крупных фракциях палыгорскитовых глин наблюдаются реликты измененных стекол, вулканогенные оливины и плагиоклазы. Палыгорскитовые глины Сирии по составу почти аналогичны черкасским. Морфология кристаллов, образующих в основном специфичные "снопы" из параллельных друг другу отдельных индивидуумов, свидетельствует о преобладающей роли метасоматического замещения палыгорскитом "матричных" стекол.

Специфические черты камуфлированного вулканогенно-гидротермального подтипа минерализации как в океанах, так и на континенте следующие: формирование преимущественно палыгорскита, использующего Al³⁺ вулканических образование сепиолита в ассоциации с вулканогенным палыстекол in situ; горскитом при избыточной концентрации Mg²⁺ непосредственно из растворов; специфический сноповидно-лучистый облик агрегатов кристаллов, устойчивых даже при диспергации их ультразвуком, что обусловлено направленным ростом кристаллических индивидуумов палыгорскита по оси "с" от периферии обломков стекла к центру на границе твердой и жидкой фаз (табл. XXVI); довольно высокое содержание суммарного железа (см. табл. 21); присутствие в разрезе туфогенных пород; отсутствие генетически связанных карбонатов и регулирование высоких значений рН исходным составом щелочно-базальтоидного материала; приуроченность к глубоким и долгоживущим разломным зонам, дренирующим глубокие зоны фундамента, или к активным вулканическим районам с эксгаляционно-гидротермальными процессами; формирование преимущественно мошных пластовых тел.

Камуфлированно-пирокластогенный подтип палыгорскитовой минерализации установлен в карбонатных отложениях девона и карбона Русской платформы. К нему отнесены также палыгорскиты третичных бассейнов Южной Ферганы, изученные автором по разрезам Шорсу, Камышбаши и Исфары. Детально условия локализации и минеральный состав палеогеновых глин Южной Ферганы исследованы М.А. Ратеевым, А.И. Осиповой [1958], М.З. Закировым с соавторами [1972a, 6] и М.М. Мирсаидовым [1972]. Ряд особенностей позволяет предположить участие вулканогенного витрического материала в формировании палыгорскитовых глин. Палыгорскит локализован преимущественно в бухарских и сузакских слоях. Наблюдается резкий контакт гипсоносной свиты Гознау с нерекрывающими бухарскими палыгорскитовыми глинами; гипсы не содержат в пелитовой фракции палыгорскита, а в палыгорскитовых глинах все гипсовые прожилки носят эпигенетический характер. Такая резкая смена может быть связана либо с изменением тектонических условий района, либо с изменением источника вещества. В данном случае скорее можно предположить поступление значительной массы пирокластового материала и изменение базиса эрозии района, приведшие к сдвигу минералообразования в бассейне седиментации – от хемогенного лагунного формирования гипсов к формированию палыгорскитовых глин, полиминеральных песчаников, известняков и доломитов.

Формирование палыгорскита продолжается и в раннем эоцене (сузакские слои) с ярко выраженным аридным характером лагунных фаций. В алайское время (средний эоцен) пепловый материал поступает в опресненный бассейн с недостаточной концентрацией магния и преобразуется в типичные истинные бентониты, залегающие прослоями среди известняков.

Характерно, что в позднем зоцене исфаринские слои чередуются с вулканогенными бентонитами [Мирсаидов, 1972] и палыгорскитовыми глинами. Вулканогенный монтмориллонит и палыгорскит присутствуют совместно. Дифрактограмма исфаринской глины приведена на рис. 51 и отражает поликомпонентный состав пелитовой фракции, присущий туфогенным палыгорскитовым глинам Припятского прогиба.

Под электронным микроскопом обнаруживается специфический сноповидный облик агрегатов палыгорскита (см. табл. XXVI), а в крупных фракциях установлены измененные реликтовые стекла. Существенно также, что прослои глин и известняков содержат остатки пресноводной фауны.

Наконец, надо отметить, что палыгорскит в осадочной толще Ферганской впадины, сформировавшейся уже к началу юрского периода, встречается в отложениях всего верхнего палеозоя и во всех слоях палеогена. Он приурочен к самым разнообразным по гранулометрическому и вещественному составу осадкам и к самым различным фациям как гумидных, так и аридных зон, а отсутствует лишь в гипсоносных слоях Гознау [Верзилин, 1972; Юсман, 1972; Мироненко, 1970, 1974].

Рассмотренные особенности формирования палыгорскитов камуфлированнопирокластогенного типа в различных геологических обстановках позволяют подчеркнуть, что для формирования палыгорскитов данного типа принадлежность исходного тефрового материала к шелочному ряду не обязательна. Щелочной характер среды может регулироваться в аридных районах составом вод бассейнов.

В аридных районах континентов с повышенным содержанием магния и высокими значениями pH (бассейны с доломитообразованием, минерализованные содовые озера и др.) палыгорскит будет формироваться независимо от состава исходной тефры. В гумидных районах (при pH < 8,5) с нормальным карбонатонакоплением как в океанах, так и на континентах необходимый химизм среды может быть достигнут только при разложении шелочно-основной витрокластики. Во всех других случаях будет формироваться монтмориллонит, который, как известно, часто слагает прослои бентонитов в карбонатных толщах.

Влияние различного состава вулканогенного материала в минералообразующей среды на формирование палыгорскита в глинистых осадках континентальных и океанических бассейнов схематически показано на рис. 52. Отчетливо видны сходство конечных минеральных парагенезисов как континентальных, так и океанических осадков, уменьшение спектра ассоциирующих минералов в осадках континентальных бассейнов, обусловленное быстрым уплотнением осадка в процессе континентального осадкообразования. Показана также второстепенная роль сепиолита в камуфлированном вулканогенно-осадочном типе.



Рис. 51. Дифрактограммы фракции <0,01 мм поликомпонентных исфаринских палыгорскитсодержащих глин палеогена Южной Ферганы Условные обозначения см. на рис. 10



Рис. 52. Зависимость минеральных парагенезисов камуфлированных вулканогенно-осадочных палыгорскитов от различных факторов минералообразования

По типоморфным особенностям палыгорскиты камуфлированно-пирокластогенного и вулканогенно-гидротермального подтипов сходны (см. табл. XXVI, 21).

Формирование палыгорскитов (сепиолитов) рассмотренных вулканогенноосадочных типов может происходить при участии термальных магнезиальных растворов, что часто стирает минералогические различия между этими двумя типами и сближает их с типичными хемогенными эвапоритовыми образованиями. Различие в этих случаях состоит в особенностях химического состава: как в содержаниях ведущих компонентов, так и в присутствии специфических гипогенных микроэлементов (например, F, B), связанных с гидротермальноэксгаляционными процессами.

ПАЛЫГОРСКИТЫ И СЕПИОЛИТЫ В ПОЧВАХ

С процессами педогенеза связано формирование особого – элювиально-гипергенного типа палыгорскит-сепиолитовой минерализации, впервые описанного А.И. Перельманом [1950] при изучении ископаемых солончаковых почв Средней Азии. Впоследствии палыгорскиты обнаружены в современных и ископаемых почвах аридных зон Северной Америки [Heuvel, 1964], Африки [Millot e. a., 1957; Paquet, Ruellan, 1969; Elgabaly, 1962], Австралии [Beattie, Heldane, 1958; Rogers e.a., 1954; Rogers e.a., 1956; Singer, Norrich, 1974], Аравийского полуострова [Barshad e.a., 1956] и др. Магнезиальные гидросиликаты приурочены, как правило, к иллювиальным или карбонатным горизонтам почвенных разрезов солонцового и солончакового типа. В их формировании значительную роль, кроме инфильтрационных процессов, играет капиллярное подсачивание из нижележащих водоносных горизонтов, что в условиях аридного климата обеспечивает высокую минерализацию растворов.

Сходные условия формирования имеют сепиолиты из усыхающих минерализованных озер. Такие образования описаны в Техасе [Parry, Recyes, 1968.a.b]. Они представляют собой "высолы" сепиолитов со спутанно-волокнистой агрегатной структурой на карбонатных корках. Глинистые сепиолиты, наблюдаюшиеся в осадках этих озер, слагают прослои типичных хемогенных глин среди доломитов. В почвах идет прямая хемогенная кристаллизация сепиолитов из растворов, а кроме того, формирование палыгорскита за счет нестойкого в щелочных растворах алюмосиликатного материала (который может быть представлен фемическими минералами и витрокластикой). Во всех известных проявлениях сепиолиты приурочены к чистым карбонатным горизонтам и характеризуются спутанно-волокнистой агрегатностью, а палыгорскиты образуют как прямые изолированные кристаллы до 5 мкм длиной, так и специфические агрегаты метасоматического типа, рассеянные в породе. По химическому составу сепиолиты этого типа наиболее богаты алюминием, что отличает их от более "чистых" хемогенно-эвапоритовых и наложенных трещинно-гипергенных и гидротермальных (см. табл. 21).

НАЛОЖЕННАЯ ПАЛЫГОРСКИТ-СЕПИОЛИТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Эта группа агрегатных палыгорскит-сепиолитовых минералов встречается среди карбонатных пород или ультрабазитов в самых различных геологических ситуациях. Минералы этой группы всегда связаны с непосредственной кристаллизацией из магнезиальных растворов различного типа, циркулирующих в зонах трещиноватости или вдоль контактов неоднородных пород (например, известняков и ультрабазитов). Для настоящей работы рассмотрение агрегатных палыгорскитов-сепиолитов было интересно и важно для сравнения их по условиям формирования, особенностям онтогении и химическому составу с изученными дисперсными разностями хемогенно-эвапоритового и камуфлированного вулканогенно- осадочного типов. Выделены два типа агрегатной минерализации, связанной с заведомо гипергенными процессами (с циркулирующими в трещинных зонах низкотемпературными поверхностными водами), и с гидротермальными растворами. В этой связи необходимо сказать о термине "гидротермальный раствор". Участие ювенильной воды однозначно установлено лишь в гидротермах центральных вулканических аппаратов или в высокотемпературных гидротермальных рудных месторождениях. Поэтому, говоря о гидротермальных сепиолитах и палыгорскитах, мы имеем в виду низкотемпературные, минерализованные за счет выщелачивания из окружающих пород воды вадозового типа. Представляется обоснованным выделение двух генетических типов, связанных с инфильтрационногидротермальными процессами: трещинно-гипергенного и гидротермального, в которых довольно отчетливо различаются парагенезы минералов, морфология и условия локализации минеральных тел, химический состав.

трещинно-гипергенный тип

Палыгорскит и сепиолит, кристаллизовавшиеся из гипергенных инфильтрационных растворов, циркулирующих по трещинам и стилолитовым швам, в карбонатных и ультрабазитовых породах были исследованы при проведении работ на Русской платформе, в Уфалейском и Алмалыкском рудных полях. Концентрация Mg²⁺ в растворах обеспечивается либо повышенными содержаниями его в самих вмещающих породах, либо близостью мафических кристаллических пород. Довольно высокое содержание Al³⁺ в кислых поверхностных водах приводит к кристаллизации пальгорскита, обусловленной геохимическим щелочным барьером в карбонатных породах. В подольских, каширских и других карбонатных породах палеозоя Подмосковья и Поволжья палыгорскиты этого типа изучены П.А. Земятченским [1890] и А.Е. Ферсманом [1813, 1952]. Эти образования, наблюдаемые в Подольском, Воскресенском и Коломенском районах, охарактеризованы в гл. З.

П.В. Заришкий и О.М. Орлов [1973] описывают проявление трешинногипергенного пальпорскита, формирующегося в карстовой полости анкеритизированных известняков, залегающих в кровле угольного пласта Донецко-Макеевского района. Формирование палыгорскита связано с циркулирующими кислыми водами водоносных горизонтов и растворением ими известняков. В серном месторождении Шакарлык-Астана в Южной Фергане С.К. Смирновой [1970] изучен типичный палыгорскит гипергенно-трешинного типа из зоны взаимодействия щелочных нефтяных вод с кислыми поверхностными водами. В США гипергенные палыгорскить встречены в зоне дробления в триасовых алевритах в ассоциации с калыцитом. Крупные волокна располагаются по контактам жил и параллельны их стенкам, что связано с направленным движением растворов и ростом кристаллов по оси с [Haji-Vasiliou, Puffer, 1975]. В Португалии описан палыгорскит в трещинной полости пласта песчанистой глины, образованной при миграции нисходящих магнезиальных растворов [Figuiredo, 1967].

В.А. Супрычевым [1961] изучено интересное образование палыгорскитового сталактита в трешине диоритов в Крымской области (с. Курцы). Палыгорскит осаждается из коллондных гипергенных растворов – продуктов выветривания диоритов в результате реакции их с карбонатными водами, циркулирующими в перекрывающих диориты известняках готерива-баррема. Интересно, что интрузия диоритов рассечена многочисленными низкотемпературными гидротермальными жилами, выполненными карбонатами, кварцем, баритом, накритом, цеолитами и палыгорскитом, представляющим собой последнюю стадию гидротермальной минерализации. Типичные сепиолиты кор выветривания известны в серпентинитах кубинского никелевого месторождения Раденсьон [Финько и др., 1967а, б], они формируются в условиях жаркого климата с латеритным профилем выветривания.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ ТИП

Разграничение гидротермального и трешинно-гипергенного типов не всегда четко. Генезис сепиолита в серпентинитовых массивах часто имеет признаки обоих типов. Безусловно, воды, ширкулирующие в поверхностных частях ультрабазитов в зонах жаркого климата, имеют многие черты низкотемпературных гидротермальных растворов, что отмечают исследователи сепиолитов [Kauffman, 1943; Caillere, 1951; Caillere, Henin, 1961a, b; Middley, 1968; Firman, 1966; и др.]. Однако формирование сепиолитов, так же как и сами процессы серпентинизации, могут быть связаны и с гипогенными процессами становления гипербазитовых массивов и их автометасоматических преобразований, а также с процессами скарнообразования. Мономинеральный палыгорскит изучен в ассоциации с арагонитом, он выполняет трещины в дунитовом массиве, интрудированном многочисленными жилами фельзитовых пегматитов [Furbish, Sando, 1976]. Авторы считают палыгорскит продуктом гидротермального синтеза; при этом источником кремния, алюминия и кальция являлись пегматиты, магний поступал из оливина дунитов во время серпентинизации.

Формирование линейных кор выветривания по ультрабазитам, вдоль мощных разломов зон вследствие циркуляции растворов, дренирующих глубокие

Таблица 22

Компоненты	Сепиолиты					
	1*	2	3*	4		
SiO ₂	49,02	52,66	48,3	52,08		
TiO ₂	Нет	Нет	Нет	0,05		
Al ₂ O ₃			3,45	0,12		
Fe ₂ O ₃	0,96	0,57	1,62	2,8		
FeO	1,27	0,14	Her	0,34		
CaO	0,3	1,41	0,07	1,9		
MgO	22,86	29,6	25,0	22,89		
MnO	0,01	0,01	0, 08	0,16		
Na ₂ O	0,94	0,07	0,1	0,13		
K ₂ O	0,18	0,12	0,11	0,1		
H ₂ O+	11,51	7,41	8,86	8,96		
H ₂ O-	12,51	7,57	12,3	9,49		
CO ₂	Нет	Her	Нет	0,75		
Сумма	99,66	99,6	99,89	99,77		

Химический состав палыгорскитов и

*Анализы, пересчитанные на бескарбонатное вещество. * $C_{ODT} = 0,84\%$; SO₃ = 1,9%.

Примечание. 1 – сепиолит из Октябрьского рудного поля (Норильск), околорудная зона в мраморах, обр. 194; 2 – сепиолит из Уфалейского месторождения, контакт серпентинитов с мраморами, трешинная зона, обр. 187; 3 – сепиолит из рудной зоны Кансайского месторождения, горизонт 320 м; зоны или прогревающихся на глубине, в настоящее время – предмет научных дискуссий [Разумова, 1971, 1972, 1975]. Яркий пример сепиолитов этих зон – мощные 30-метровые зоны керолит-сепиолитового состава в районе Уфалейского месторождения никеля в корах выветривания гипербазитов, описанные М.П. Жуйковой [1953] и В.Н. Разумовой. Формирование сепиолитов в этой зоне связано с циркуляцией гидротермальных растворов в зоне контакта серпентинитов и мраморов. Последующие гипергенные процессы привели к замещению сепиолитов керолитом. В том же районе наблюдаются и типичные гипергенные сепиолиты, аналогичные описанным Г.С. Грицаенко [1945] И.И. Гинэбургом и А.И. Рукавишниковой [1951].

Наиболее характерные сепиолиты и палыгорскиты гидротермального типа приурочены к рудным полям полиметаллических гидротермальных и скарновых месторождений, в частности – в месторождении Джезды в зоне мощного рудоконтролирующего Карсакпайского разлома. Рудные тела месторождения описаны в литературе [Чухров, 1940; Бетехтин, 1946; и др.]. Они представлены стратифицированными пластовыми и крутопадающими жило- и линзообразными рудными телами в аркозовых песчаниках. Кристаллохимия палыгорскита из Джезды изучена В.А. Дрилем, Г.А. Соколовой [1971], 'В.А. Дрицем и

Палыгорскиты				
5**	6	7	8	
53,47	53,75	47,76	59,51	
Нет	Нет	0,08	0,03	
11,27	10,23	2,7	11,47	
0,42	1,83	11,17	0,43	
0,02	0,26	10,48	Сл.	
0,52	2,29	0,97	1,5	
7,23	9,39	12,15	9,01	
0,65	Нет	0,33	Нет	
0,14	Сл.	0,3	-	
0,04	Нет	0,31	0,11	
10,5	12,04	6,49	6,63	
11,5	10,16	7,61	12,13	
0,6	Нет	Нет	Нет	
99.11 [']	99.97	100.35	100.39	

сепиолитов гидротермального типа, %

4 – сепиолит из месторождения Кургашинкам, околорудная зона в мраморах, обр. 582; 5 – палыгорскит из месторождения Джезды, рудная зона в аркозовых песчаниках, горизонт 120 м [Дриц, Александрова, 1966]; 6 – палыгорскит из рудников Огано, Япония [Minato e.a., 1969]; 7 – палыгорскит из щелочных гизенгеритовых метасоматитов Кривого Рога [Елисеев и др., 1961]; 8 – палыгорскит из Золотушинского месторождения, рудная зона в толще алевролитов и липарито-дацитов [Зленко и др., 1969].



Рис. 53. Дифрактограмма неориентированного препарата из сепиолита Октябрьского рудного поля района Норильска (а) и термограмма того же образца (б)

В.А. Александровой [1966]. На электронно-микроскопических снимках, выполненных при подготовке данной работы, видны изолированные длинные кристаллы шириной до 0,2 мкм и длиной >10 мкм, идентичные гипергенным и хемогенным разностям палыгорскитов и сепиолитов (табл. XXIV, XXVII, XXVII).

Гидротермальные палыгорскиты в рудных месторождениях описаны неоднократно [Кротов и др., 1942; Елисеев и др., 1961; Зленко и др., 1969; Найденова, 1961; Minato e.a., 1969; Nathan, 1969; Nathan e.a., 1970; и др.].

При подготовке данной работы был изучен сепиолит из Талнахского рудного поля норильской группы медно-никелевых месторождений. Он распространен среди магнезиальных и кальциевых метасоматитов по карбонатным и ангидриткарбонатным породам в экзоконтакте дифференцированной интрузии габбро-долеритов. Минерал приурочен к зальбандам трещин, секущих монтичеллитовые, гранат-пироксеновые и везувиан-пироксеновые скарны [Дистлер, Смирнов, 1974]. В ассоциации с сепиолитом встречаются ксонотлит, таумасит, серпентин. Формирование ассоциации происходило в заключительные стадии рудогенеза при метаморфизме руд. В это время по пирротину, пентландиту и халькопириту развивались валлериит, точелинит, магнетит, пирит. Изученный сепиолит представляет собой легкую длинноволокнистую массу белого цвета, импрегнированную прозрачными скаленоэдрическими кристаллами кальцита и газово-жидкими включениями. Температура гомогенизации включений оказалась в интервале 70-80°С (аналитик С.А. Фортунатов). Дифрактограмма (рис. 53) демонстрирует высокую степень совершенства структуры. Прекрасно выражены целочисленные рефлексы. На электронно-микроскопических снимках наблюдается характерная сетка из лентовидных кристаллов сепиолита >10 мкм, выходящих за рамки кадра (табл. XXVIII). Химический состав норильского сепиолита отвечает идеальному составу чисто магнезиального сепиолита (табл. 22).

Сепиолиты Алмалыкского рудного поля широко освещены в литературе. При подготовке данной работы были изучены сепиолиты в карьерах Кургашинканского месторождения и в шахтах Кансая. На Курганском месторождении сепиолиты отмечены в двух морфологических разностях, отличающихся условиями локализации и формами выделения: 1) гипергенный, приуроченный к тонким ветвящимся прожилкам в серпентинитах и представленный белым пушком и глинистыми корочками, характерными для многих скарновых месторождений Узбекистана [Исмаилов, 1963; Моисеева, 1970; Голованов 1965; Градусов, 1968]; 2) плотные белые волокнистые агрегаты в скарнированных известняках [Исмаилов, 1963; и др.]. Нам представляется, что вторая разновидность более соответствует гидротермальным сепиолитам, связанным со стадийностью скарнового процесса и пострудных гидротерм. Как в Норильске и Уфалее, гидротермальные сепиолиты Кургашинкана малоглиноземистые, палыгорскиты в ассоциации с ними отсутствуют, что свидетельствует об отсутствии влияния кислых поверхностных вод, обогащенных Al^{3+} , и о связи с растворами, циркулирующими в нижних глубоких горизонтах. На месторождении Кансай вмещающие породы представлены диоритами, а не серпентинитами и мраморами, как в Кургашинкане и Норильске, и сепиолит в рудных телах на глубине 320 м в зоне неокисленных полиметаллических руд содержит 3,45% Al_2O_3 (см. табл. 22).

В гидротермальных магнезиальных гидросиликатах может быть повышено содержание железа, что также зависит от составов вмещающих пород и минералообразующих растворов. Палыгорскит из щелочных гизенгеритовых метасоматитов Кривого Рога [Елисеев, 1961] содержит Fe₂O₃ 11,17%. В Западной Гренландии феррисепиолит наблюдается в низкотемпературных кварцкальцитовых глинах, секущих вулканические породы. Температура образования ранних генераций кальцита, определенная по включениям, составляет 65-80°С, а поздних, ассоциирующих с сепиолитом, - 40-50°С; образование этих жил связывается с метеорными водами, циркулировавшими в еще горячих эффузивах и выщелачивавшими магний и железо [Binser, Karup-Moller, 1974].

Для всех палыгорскитов и сепиолитов рудных месторождений свойственны иногда довольно высокие содержания или примеси рудогенных элементов: Ni, Cu, Zn и других, что связано с процессами сорбции. Важными признаками для сравнения магнезиальных гидросиликатов из осадков и зон наложенной минерализации представляются спутанно-волокнистый или сетчатый характер изолированных длинных (>10 мкм) кристаллов палыгорскитов и сепиолитов, связанных с хемогенной кристаллизацией из свободных растворов, и зависимость образования палыгорскита или сепиолита от состава вмещающих пород.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволили выяснить и сравнить генезис палыгорскитовых глин, формирующихся в резко различных глобальных тектонических обстановках - в океанах и на континентах, а также охарактеризовать специфику формирования и типоморфные особенности магнезиальных минералов группы палыгорскита-сепиолита в различных геологических обстановках. Рассмотренный материал поэволил предложить схему генетической типизации палыгорскитов и сепиолитов, в которой отражены приуроченность их генетических типов к различным геологическим обстановкам, парагенетические ассоциации морфологические особенности. При этом установлено, что во всех геологических обстановках преобладает аутигенное формирование магнезиальных гидросиликатов. Весьма ограниченное распространение аллотигенных палыгорскитов и сепиолитов и приуроченность их исключительно к молодым осалкам обусловлены узким диапазоном условий равновесия этих минералов. В океанических осадках преимущественное распространение имеет камуфлированный вулканогенно-осадочный генетический тип палыгорскитовой минерализации: чисто хемогенное формирование в стадию седиментогенеза и диагенеза свойственно в большей степени сепиолиту, выпадение в осадок которого соответствует наиболее экстремальным значениям концентрации магния, кремнезема и шелочности в надкловых и поровых водах, при полном отсутствии или недостатке реакционноспособного алюминия. Источником Al3+ для формирования палыгорскитов в стратифицированных комплексах может служить витрическая вулканокластика различного состава, при этом в бескарбонатных толщах шелочно-основной состав исходного тефрового материала является определяющим фактором для палыгорскитообразования.

Дисперсные и агрегатные морфологические типы хемогенных и наложенных палыгорскитов и сециолитов обнаруживают одинаковый характер кристаллов под электронным микроскопом, обусловленный единым механизмом кристаллизации из свободных растворов. Сноповидное и параллельно-шестоватое строение агрегатов палыгорскита, возникающих при разложении вулканокластики или другого нестойкого силикатного материала, обусловлено направленным ростом кристаллических индивидуумов по осн с при метасоматозе. Подобное, но более ярко выраженное длинноволокнистое строение агрегатов параллельных волокон в трешинно-гипергенных и гидротермальных типах обусловлено направленным динамичным движением растворов; "горная кожа" со спутанно-волокнистыми агрегатами формируется из "застойных" или интерстиционных растворов с прохождением коллоидной стадии, подобно формированию колломорфных или натечных агрегатов.

Наиболее перспективными для поисков промышленных месторождений палыгорскита являются камуфлированный вулканогенно-осадочный и хемогенно-овапоритовый генетические типы. К числу поисковых признаков необходимо отнести, наряду с палеоклиматическим, также палеотектонический и палеовулканический, поскольку даже в пределах аридных рейонов большую перспективность могут иметь поиски на пересечениях разломных зон в тектонических впадинах или депрессиях кристаллического фундамента, где в озерных или морских бассейнах мог концентрироваться тонкий вулканокластический материал. Таким образом, проведенное исследование позволяет сделать следующие выводы.

1. Палыгорскитовые глины Восточной Атлантики и Украинского шита (Черкасское месторождение) в основном сформировались в результате разложения шелочно-базальтоидного вулканокластического материала в процессах диагенеза - начального эпигенеза при участии термальных минерализованных растворов.

2. Формирование мощных бескарбонатных аутигенных палыгорскитовых глин в океанах и на континентах связано с редкими комбинациями минералообразующих факторов, как гипергенных, так и гипогенных, что позволяет считать палыгорскитовые глины специфическими, редкими ("раритетными") образованиями, фиксирующими поступление в седиментационный бассейн эндогенного вещества.

3. В океанических осадках и в бескарбонатных осадочных толщах континентов палыгорскиты и сепиолиты при определенных условиях являются индикаторами областей проявления основного щелочного вулканизма и (или) поступления магнезиальных растворов по разломным зонам.

4. Различие морфологических и химических особенностей океанических и континентальных палыгорскитов камуфлированного вулканогенно-осадочного генетического типа, выявленного и изученного при подготовке данной работы, обусловлено спецификой диагенетических и постдиагенетических процессов в зонах пелагического осадкообразования в океанах и мелководных континентальных бассейнах.

5. Палыгорскитообразование в бассейнах с карбонатным типом осадконакопления может быть обусловлено не только аридным климатом, но и участием "камуфлированных" гипогенных факторов минералообразования, проявленных как в твердой (главным образом стекло), так и в жидкой (раствор) фазах. В зависимости от преобладания одного из перечисленных факторов образуются разные морфогенетические типы палыгорскита.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев А.А. Вторичная структура, пористость палыгорскитовых глин и их регулирование. Автореф. канд. дис. Ташкент, 1974.
- Ажгиревич Л.Ф., Палер Л.М., Савченко Н.А. О палыгорскитовых глинах северо-восточной части Припятского сланцевого бассейна. – ДАН БССР, 1972, <u>1</u>6, № 2.
- Ажгиревич Л.Ф., Палер Л.М. Состав и условия формирования глинистых минералов сульфатно-карбонатно-терригенной сланценосной формации Принятского прогиба. - Материалы Всесоюзного совещания по изучению и использованию глин и глинистых минералов. Л., 1976.
- Ажгиревич Л.Ф., Палер Л.М., Самодуров В.П. и др. Распределение палыгорскита в надсолевых отложениях северо-запада Припятского прогиба. – В кн.: Геологии нерудных полезных ископаемых Белорусской ССР. Минск, 1976.
- Аксенов Е.М., Волкова С.А. Вулканогенно-осадочные горизонты редкинской свиты валдайской серии. - ДАН СССР, 1969, <u>188</u>, № 3.
- Андрушенко П.Ф., Градусов Б.П., Ерошев-Шак В.А. и др. Состав и строение метаморфизованных железомарганцевых конкреций, жильных новообразований гидроокислов марганца и вмешающих их пелагических осадков в Южной котловине дна Тихого океана. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 1.
- Андрушенко П.Ф., Скорнякова Н.С. Текстуры и минеральный состав железомарганцевых конкреций южной части Тихого океана. - Океанология, 1969, <u>9</u>, вып. 2.
- Безруков П.Л. Исследование донных осадков северной части Индийского океана. – В кн.: Океанологические исследования. М.: Изд-во АН СССР, 1961, № 4.
- Белов Н.В. Очерки по структурной минерелогии. – Минерал сб. Львовск. геол. о-ва, 1958, № 12.
- Бетехтин А.Г. Промышленные марганцевые руды СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1946.

- Бирина Л.М. О следах магматической деятельности в девоне северной части Московской синеклизы. – ДАН СССР, 1953, 88, № 5.
- Васильев Н.Г., Головко Л.В., Овчаренко Ф.Д., Чубарь Т.В. Исследование химии поверхности палыгорскита. - Укр. хим. журн., 1976, <u>42</u>, № 10.
- Верзилин Н.Н. Некоторые вопросы палеогеографической обстановки палыгорскитообразования. - ДАН СССР, 1972, <u>203</u>, № 3.
- Верзилин Н.Н., Мироненко О.А., Михайлович Р.А. Палыгорскит меловых отложений ферганской впадины, его распространение, генезис и палеогеографическое значение. – Литол. и полези. ископ., 1973, № 2.
- Верзилин Н.Н., Михайлович Р.А. К вопросу об аутигенном глинообразовании в водоемах аридных зон. - ДАН СССР, 1967, <u>174</u>, № 4.
- Викулова М.Ф. Электронномикроскопическое исследование глин. М.: Госгеолтехиздат, 1952.
- Влодавец В.И. Об ареальном и многовыходном вулканизме. - В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971.
- Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968.
- Гинэбург И.И., Рукавишникова И.А. Минералы древней коры выветривания на Урале. М.: Изд-во АН СССР, 1951.
- Годин М.Х., Хусанбаев Д.И. К минералогии тонкодисперсной части четвертичных отложений Южной Ферганы. – Науч. труды Ташкентск. ун-та, 1974, вып. 438.
- Голованов И.М. Минералогия и геохимия зоны гипергенеза полиметаллического месторождения Кургашинкан. Ташкент: Наука, 1965.
- Горбунова З.Н. Глинистые и сопутствуюшие им минералы в донных осадках Индийского океана. - Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1962, <u>61</u>.
- Горбунова З.Н. Глинистые минералы, распространены в осадках Индийского океана. – Океанология, 1966, <u>6</u>, вып. 2.

- Горбунова З.Н. Палыгорскиты из кернов глубоководного бурения в Тихом океаис. - ДАН СССР, 1972, <u>207</u>, № 2.
- Градусов Б.П. Сепиолит и палыгорскит из Кургашинкана (ТаджССР). – Литол. и нолезн. ископ., 1968, N. 3.
- Градусов Б.П. Генезис палыгорскита в континентальных и океанических отложениях. – ДАН СССР, 1976, <u>230</u>, № 2.
- Граувакки. М.: Наука, 1972. (Труды ГИН АН СССР; Вып. 238).
- Гриднев Н.И., Тесленко Г.И. 1962. О палыгорските из кайнозойских моласс гор Актау. - ДАН УзССР, 1962, № 8.
- Гринаенко Г.С. Палыгорскит из Аккермановского силикатно-никелевого месторождения. - Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1945, <u>74</u>, вып. 2.
- Десятников И.А. Монтмориллонит-надыгорскитовые глины Сирийской Арабской республики. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 12.
- Десятников И.А. Литолого-стратиграфическая характеристика неогеновых отложений Северной Сирии и условия образования монтмориллонит-палыгорскитовых глин. Автореф. канд. дис. М., 1975.
- Дивина Т.А., Матухин Р.Г. О находке палыгорскита в карбонатных отложениях нижнего карбона северо-запада Сибирской платформы. – В кн: Карбонатные породы Сибири. Новосибирск, 1975.
- Дистлер В.В., Смирнов А.В. О соотношении медно-никелевого оруденения с магматизмом и метаморфизмом в Талнахском рудном поле. - Тез. докл. II регион. петрогр. совещ. Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири. Иркутск, 1974.
- Дриц В.А., Александрова В.А. К вопросу о кристалложимической природе палыгорскитов. - Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1966, <u>95</u>, вып. 5.
- Дриц В.А., Соколова Г.В. О структуре палыгорскита. – Кристаллография, 1971, <u>16</u>, вып. 1.
- Дробинина Н.Я., Юсупова С.М. К диагностике палыгорскита. - ДАН ТаджССР, 1966, <u>9</u>, № 6.
- Дромашка С.Г. Сравнительная характеристика палыгорскита, талька и пирофиллита. – Минерал. сб. Львовск. геол. о-ва, 1953, № 7.
- Елисеев Н.А., Никольский А.П., Кущев В.Г. Метасоматиты Криворожского рудного пояса. – Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1961, вып. 13.
- Жуйкова М.П. Сепнолиты коры выветривания серпентинитов. - Труды Горногеол. ин-та Уральск. фил. АН СССР, 1953, вып. 20, Мин сб., № 2.
- Заварицкий А.Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Свердловск: Изд-во АН СССР, 1944.

- Заварицкий А.Н. 1956. Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1956.
- Закиров М.З., Мирсаидов М.М. Влияние гипергенных процессов на качество бентонитовых глин. - Узб. геол. журн., 1973, № 1.
- Закиров М.З., Саидходжаев Ж.Г. Гипергенные процессы в монтмориллонитовых глинах Узбекистана. – В кн.: Исследования и использование глин и глинистых минералов. Алма-Ата: Наука, 1970.
- Закиров М.З., Соколова Н.Ф., Мирсаидов М.М. О палыгорскитовых глинах Ферганской впадины (УэССР). - Узб. геол. журн., 1972, № 1.
- Закироє М.З., Трофимов Д.М., Саидходжаев Ш.Т. и др. О роли палыгорскита в нижнезоценовых отложениях окраинных районов Тетиса (на примере Средней Азии, Южной Сахары). -Изв. вузов. Геол. и разв., 1972, № 2.
- Закиров М.З., Ясколко Т.И. О магнезиальных силикатах в палыгорскитовых отложениях Узбекистана. – Узб. геол. журн., 1968, № 3.
- Занин Ю.Н. Палыгорскит из отложений верхнего девона Рыбинской впадины и Иркутского амфитеатра. - В кн.: Глины и глинистые минералы Сибири. М.: Наука, 1965.
- Зарицкий П.В., Орлов О.М. Палыгорскит из карстовых полостей известняка среднего карбона Донецкого бассейна. – ДАН СССГ, 1973, <u>208</u>, № 1.
- Захаров Е.Е., Константинов Р.М., Макеева И.Т. Новые данные по металлогении древних платформ. М.: ВИНИТИ, 1975. (Итоги науки и техники. Сер. рудные месторожд.; Т. 5).
- Захаров Е.Е., Крестин Е.Н. Типы эндогенного оруденения и некоторые закономерности их размещения в кристаллическом фундаменте и чехле центральных районов Европейской части СССР. – Изв. вузов. Геол. и разв., 1972, N 12.
- Звягин Б.Б., Мишенко Д.С., Шитов В.А. Электронографические данные о структурах сепиолита и палыгорскита. - Кристаллография, 1963, 8, вып. 2.
- Земятченский П.И. К вопросу о природе и происхождении палыгорскита. – Вестн. естествози., 1890, № 3.
- Зленко Б.Ф., Коновалов Н.А., Стрельцов Н.Г., Архангельская В.Н. Гидротермальный палыгорскит из Золотушинского колчеданно-полиметаллического месторождения и расчет его формулы (Рудный Алтай). - Труды Минерал. музея АН СССР, 1969, вып. 19.
- Зхус И.Д. Результаты окрашивания и электронно-микроскопического изучения глинистых минералов нижнего карбона юго-
западного Подмосковья. - ДАНСССР, 1954, <u>96</u>, № 4.

- 3 хус И.Д. Палыгорскит из стешевского горизонта Подмосковного бассейна. – ДАН СССР, 1956, <u>107</u>, № 5.
- 3хус И.Д. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. М.: Наука, 1966а.
- Зхус И.Д. О достоверности определения глинистых минералов в природных ассоциациях различными методами исследования. – Изв. вузов. Геол. и разв., 19666, № 12.
- Ильина Н.С., Иванова Т.Д., Фрухт Д.А. К вопросу о магматических отложениях в северной части Московской синехлизы. - ДАН СССР, 1967, <u>177</u>, № 2.
- Исманлов М.И. О сепнолитах Узбекистана. - Узб. геол. журн., 1963, № 6.
- Кайер С., ЭненС. Сепиолит. В кн.: Рентгеновские методы изучения и структуры глинистых минералов. М.: Мир, 1965.
- Карпинский А.П. О происхождении накоплений плавикового шпата в отложениях московского яруса каменноугольной системы и о некоторых других геологических явлениях. - Изв. АН СССР. Сер. 6, 1915, № 15.
- Кистер Э.Г. Исследование солеустойчивости палыгорскита. - Коллоиди. жури., 1960, <u>22</u>, вып. 6.
- Коллондная химия палыгорскита. Кнев: Изд-во АН УССР, 1963.
- Копелиович А.В., Крылов И.Н. Оструктурах растворения в строматолитах. – ДАН СССР, 1960, <u>135</u>, № 3.
- Корзун В.П. О верхнедевонских вулканогенных образованиях северо-востока Припятской впадины. - В кн.: Литология, геохимия и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики. Минск: Наука и техника, 1970.
- Короновский Н.З. Основные черты молодого вулкані зма Африки. - В кн.: Геология и по езные ископаемые зарубежных стран Л.: Недра, 1967, вып. 17.
- Коссовская *і*.Г. О формах диагенетического рас гворения пироксенов из разрезов продуктивной толши Азербайджана. - ДАН СССР, 1951, <u>79</u>, № 4.
- Коссовская А.Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. - Труды ГИН АН СССР, 1962, вып. 63.
- Коссовская А.Г. Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций. – Литол. и полезн. ископ., 1975, № 2.
- Коссовская А.Г., Гущина Е.Б., Дриц В.А. и др. Минералогия и генезис мезо-кайнозойских отложений Ат-

лантического океана. – Литол. и полезн. ископ., 1975, № 6.

- Коссовская А.Г., Дриц В.А., Соколова Т.Н. О специфике формирования глинистых минералов в разных фациально-климатических обстановках. -Труды ГИН АН СССР, 1971, вып. 221.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Типы регионального эпитенеза и начального метаморфизма и их связь с тектонической обстановкой на материках и в океанах. – Геотектоника, 1976, №2.
- Костюк В.П. К вопросу о мноценовом (допаннонском) вулканизме Закарпатья. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1951, № 1.
- Кротов Б.П., Калганов М.И., Яницкий А.Л. Халиловские месторождения железных руд. - Труды Ин-та геол. науж АН СССР, 1942, вып. 110.
- Куковский Е.Г. Палыгорскитовые глины на Украине. – Сов. геол., 1960, № 7.
- Куковский Е.Г. Особенности строения и физико-химические свойства минералов. Киев: Наук. думка, 1966. Сб. 2.
- Куковский Е.Г., Островская А.Б. Первое в СССР месторождение палыгорскитовых (аттапульгитовых) глин. -Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1961, <u>90</u>, вып. 5.
- Куковский Е.Г., Островская А.Б. Рентгенография бентонитовых глин Дашуковского участка Черкасского месторождения УССР. – Рентгенография минерал. сырья, 1962, вып. 1.
- Куковский Е.Г., Островская А.Б. Кристаллохимия катионзамещенных глинистых минералов: монтмориллонит и палыгорскит. – Рентгенография минерал. сырья, 1963, вып. 3.
- Курочка В.П., Самодуров В.П. Минералогия и генезис палыгорскитов в надсолевых глинисто-карбонатных отложениях Припятской впадины. - Материалы XI Всесоюзного совещания по изучению и использованию глин и глинистых минералов. М., 1976.
- Ломова О.С. Глубоководные палыгорскитовые глины Восточной Атлантики. (Материалы рейсов 2, 14 "Гломар Челленджер"). – В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975а.
- Ломова О.С. Глубоководные палыгорскитовые глины Восточной Атлантики и генетическая связь их с щелочным вулканизмом. – Литол. и полезн. ископ., 19756, № 4.
- Ломова О.С. Вулканогенные палыгорскиты в осадочных породах. – Материалы XI Всесоюзного совещания по изучению и использованию глин и глинистых минералов. М., 1976.
- Максимов А.В., Рейфман Л.М. Олигоценовый вулканизм Украинских Карпат.-Материалы VIII и IX съездов Карпато-

Балканской геологической ассоциации. Киев: Наук. думка, 1974.

- Малеев Е.Ф. Новые данные о проявлении вулканизма в Украинском Предкарпатье. – ДАН СССР, 1972, <u>207</u>, № 6.
- Милановский Е.Е. Основные черты строения и формирования рифтовой системы Восточной Африки и Аравии. – Вестн. МГУ. Сер. геол., 1969 № 1.
- Милло Ж. Геология глин. Л.: Недра, 1968.
- Мироненко О.М. Об аутигенном палыгорските из юрских отложений Южной Ферганы. – ДАН СССР, 1970, <u>195</u>, № 4.
- Мироненко О.М. Закономерности распределения и генезис глинистых минералов юрских и меловых отложений Ферганской межгорной впадины. Автореф. канд. дис. Л., 1974.
- Мирсаидов М.М. Палеогеновые глины Южной Ферганы и перспективы их использования. Автореф. канд. дис. Ташкент, 1972.
- Моисеева М.И. Минералогия коры выветривания Кураминского хребта и условия ее образования. – Зап. Узб. отд. Всесоюз. минерал. о-ва, 1970, вып. 23.
- Муравьев В.И. О генезисе опок. Литол. и полезн. ископ., 1973, №4.
- Муравьев В.И. О глинообразовании в океанических осадках юго-западной части Тихого океана. – Литол. и полезн. ископ., 1974, № 4.
- Мэтьюз Д.Х. Измененные базальты банки Суоллоу и Западных подводных гор в северо-восточной части Атлантического океана. – В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973.
- Набоко С.И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
- Набоко С.И. Роль вулканизма в метасоматизме пород и рудообразовании. – В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971.
- Найденова Е. Палыторскит из меднорудного находище Меден рид, Бургаско. - Годишн. Софийск. ун-та. Биол.-геол.-геогр. фак., 1963, <u>56</u>, кн. 2.
- Овчаренко Ф.Д., Кириченко Н.Г., Коваленко Д.Н., Растрененко В.А. Украинские бентониты. Киев: Изд-во АН УССР, 1958.
- Овчаренко Ф.Д., Кириченко Н.Г., Островская А.Б., Довгий М.Г. Черкасское месторождение бентонитовых и палыгорскитовых глин. Киев, 1966.
- Педро Ж. Экспериментальные исследования геохимического выветривания

кристаллических пород/Пер. с фр. М.: Мир, 1971.

- Перельман А.И. Палыгорскит в ископаемых и реликтовых пустынных солонцах Средней Азии. – ДАН СССР, 1950, 71, № 3.
- Перельман А.И. Геохимия эпигенетических процессов. М.: Недра, 1965.
- Петелин В.П. О выборе методики минералогического анализа песчаноалевритовых фракций морских донных осадков. - Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1961, <u>50</u>.
- Петрова М.А. Петрохимия и генетические типы неоген-четвертичных эффуэивов кислого состава Кавказа и Карпат. – В кн.: Вулканизм и формирование минеральных месторождений в алыпийской геосинклинальной зоне (Карпаты, Крым, Кавказ). Новосибирск: Наука, 1973.
- Пузанов Л.С. О температурах образования "ратовкита" из бассейна реки Сосьвы (Пермское Приуралье). – ДАН СССР, 1972, 207, № 5.
- Пустовалов Л.В. Ратовкит Верхнего Поволжъя. (Литогенетический очерк месторождений). М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937.
- Разумова В.Н. Гидротермальные монтмориллонитовые глины как материнские породы коры выветривания Черноморского побережья Аджарии. – Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1971, <u>46</u>, вып. 1.
- Разумова В.Н. Роль гидротермальных образований в формировании древних кор выветривания. ДАН СССР, 1972, <u>207</u>, № 3.
- Разумова В.Н. Об участии гидротермальных растворов в формировании древних кор выветривания. – ДАН СССР, 1975, <u>221</u>, № 2.
- Распопова М.Г. О разновозрастных тектонических движениях в центральной части Украинского щита. – ДАН СССР, 1975, <u>220</u>, № 4.
- Ратеев М.А. «- сепиолит из карбонатных пород алексинского горизонта Красной Поляны. - ДАН СССР, 1954а, <u>96</u>, № 5.
- Ратеев М.А. Глинистые минералы в донных осадках современных водоемов. -В кн.: Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АНСССР, 19546.
- Ратеев М.А. Минералогия и генезис палыгорскитов в сепиолитов в морских отложениях карбона Русской платформы. – Литол. и полезн. ископ., 1963, № 1.
- Ратеев М.А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бас-

сейнах. - Труды ГИН АН СССР, 1964, вып. 112.

- Ратеев М.А. Аутигенное глинообразование при вулканогенно-осадочном литогенезе. – В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М.: Наука, 1968, т. 1.
- Ратеев М.А., Виталь Д.А. К исследованию состава взвешенных веществ и донных осадков р. Сыр-Дарья. - Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1959, <u>34</u>, вып. 3.
- Ратеев М.А., Осипова А.И. Глинистые минералы в отложениях аридной зоны Ферганы. – ДАН СССР, 1958, <u>123</u>, № 1.
- Рекшинская Л.Г. Рассеянный палыгорскит в татарских породах. – Вестн. МГУ. Сер. 4, 1963, № 5.
- Репечка М.А. Пепловые прослои в донных отложениях Японского моря в северо-западной части Тихого океана. -В кн.: Океанологические исследования. М.: Наука, 1973.
- Русько Ю.А. Каолиновая кора выветривания Украинского шита (минералогия и генезис). Автореф. докт. дис. Киев, 1974.
- Свальнов В.Н. Новообразованный палыгорскит в осадках станции 4599 (Индийский океан), - Океанология, 1974, № 1.
- Сергеев А.С. Понски ратовкита в отложении каменноугольной системы Подмосковного края. – Труды геол. и минерал. музея АН, 1914, <u>1</u>, вып. 4.
- Сердюченко Д.П. О конституции и номенклатуре водных алюмосиликатов. -Уч. зап. Ростовск. ун-та, 1937, <u>10</u>, № 1.
- Сердюченко Д.П. О сепиолитах, палыгорскитах и "аттапульгитах". - Минерал. сб. Львовск. геол. о-ва, 1955, № 9.
- Симанович И.М. Кварц осадочных пород (минералогия и генетические типы). Автореф. докт. дис. М., 1975.
- Смирнова С.К. Палыгорскит из серного месторождения Шакарлык-Астана (Южный Узбекистан). - Узб. геол. журн., 1970, № 6.
- Соколова Е.А., Степанов В.И., Брито А., Коутин Д.П. Текстуры и структуры стратиформных тодорокитовых марганцевых руд формации Эль Кобра (Куба). – Геол. рудных месторожд., 1971, № 1.
- Страхов Н.М. Известково-доломитовые фашии современных и древних водоемов. - Труды ИГН АН СССР. Сер. геол. (№ 45), 1951, вып. 124.
- Страхов Н.М. Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954.

- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 3.
- Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963.
- Супрычев В.А. Сталактит палыгорскита из окрестностей Симферополя. – Минерал. сб. Львовск. геол. о-ва, 1961, № 15.
- Тихомирова Е.С. О палыгорските из нижнемиоценовых отложений Мангышлака. – ДАН СССР, 1963, <u>149</u>, № 3.
- Туровский Д.С. Карбонаты в донных отложениях Аральского моря. – Литол. и полезн. ископ., 1976, № 5.
- Туровский Д.С., Шеко А.Б. Распределение глинистых минералов в поверхностном слое осадков оз. Балхаш. – ДАН СССР, 1974, 217, № 4.
- Уклонский А.С. Парагенезис серы и нефти. Ташкент: Изд-во Узб. фил. АН СССР, 1940.
- Упите А., Констант З., Вайвад А. Синтез гидросиликатов магния из обожженной при 400°С гидроокиси магния и кремнекислоты. – Изв. АН ЛатвССР. Сер. хим., 1963, № 6.
- Федынский В.В., Соколов Б.А., Страхова Н.А., Фельдт В.Г. Средне-Русский авлакоген - древний аналог современных рифтовых образований. - Сов. геол., 1975, № 1.
- Ферсман А.Е. Материалы к исследованию группы палыгорскита. - Изв. АН. Сер. 6, 1908, <u>2</u>, № 8.
- Ферсман А.Е. Исследование в области магнезиальных силикатов. - Зап. АН. Сер. 8, 1913, <u>32</u>, вып. 2.
- Ферсман А.Е. Несколько слов о месторождениях ратовкита в Центральной России. – Труды Комис. сырья, 1916, вып. 1.
- Ферсман А.Е. Геохимия России. Л., 1922. Вып. 1.
- Ферсман А.Е. Геохимия. Л., 1934. Т. 2.
- Ферсман А.Е. Минералогия магнезиальных силикатов и минералов глин. – Избр. труды. М.: Изд-во АН СССР, 1952, т. 1.
- Финько В.И., Корин И.З., Формель-Кортина Ф. Об обнаружении на Кубе минералов группы сепиолита-палыгорскита. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М.: Наука, 1967а.
- Финько В.И., Корин И.З., Формель-Кортина. О возрасте древней коры выветривания и латеритов Кубы. – В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М.: Наука, 19676.
- Франк-Каменецкий В.А. О палыгорскитах и их кристаллическом строе-

ини. – Минерал. сб. Львовск. геол. о-ва, 1955, № 9.

- фурса А.Е. О новом месторождении бентонитовых глин в Черкасской области и их стратиграфическом положении. – В кн.: Бентонитовые глины Украины. Киев: Изд-во АН УССР, 1958, сб. 2.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника. (Северная и Южная Америка, Антарктида, Африка). М.: Недра, 1971.
- Хворова И.В. История развития средне- и верхнекаменноугольного моря западной части Московской синеклизы. - Труды ПИН АН СССР, 1953, ч. 3, кн. 2.
- Чаймберс Г.П.С. Промышленное использование глинистого минерала сепиолита. – В кн.: Вопросы минералогии глин. М.: ИЛ, 1962
- Чистяков В.Г. Некоторые вопросы образования осадочного палыгорскита. – Вестн. ЛГУ, Геол., геогр., 1976, вып. 1, № 6.
- Чухров Ф.В. Рудные месторождения Джезказгано-Улутавского района в Казахстане. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940.
- Шабловская Р.К. О расчленении разрезов надсолевой глинисто-мергелистой толщи 'Старобинского калийного месторождения. - ДАН БССР, 1970, 14, № 10.
- Шведов М.С. Петрография осадочных пород. М.: Гостеолтехиздат, 1958.
- Штеренберг Л.Е. К методике обесшвечивания железо-марганцевых образований в прозрачных шлифах. – Литол. и полезн. ископ., 1973, № 3.
- Эпитенез и его минеральные индикаторы. Введение. - Труды ГИН АН СССР, 1971, вып. 221.
- Юдович Я.Э., Иванова Т.И., Черных В.А. К геохимии фтора в карбонатных породах (на примере толщи карбона западного склона Северного Урала). – Литол. и полезн. ископ., 1975, № 4.
- Юсман Б.И. О находке палыгорскитов в меловых формациях Юго-Восточной Ферганы. - Труды Ташкент. гос. унта, 1972, вып. 429.
- Aires-Barros L., Matias M.-J., Miranda A.M. Preliminary note on the petrology of Madeira Island. – Bol. Mus. e Lab. mineral. e geol. Fac. cienc. Univ. Lisboa, 1974, <u>14</u>, N 1.
- Alonso S., Garsia Vicente J., Riva O. II Réunion de sédimentologia C.S.I.C. Madrid, 1961.
- Barshad E., Halevy E., Gold H.A., Hagin J. Clay minerals in some limestone soils of Izrael. - Soil Sci., 1956, <u>81</u>.
- Beattie J.A., Haldane A.D. Peculiar features of soil development in parna de-

posits in the eastern Riverina, N.S.W. -Austral. J. Soil. Res., 1958, <u>8.</u>

- Binser K., Karup-Moller S. Ferri-sepiolit in hydrothermal calcito-quartz-chalcedony veins on Nugssuaq in West Greenland. – Medd. Greenland, 1974, 201, N 5.
- Bloch J.-P. L'attapulgite: un minéral argileux particulier. – Thérapeutique, 1970, n°H.S., 3-6, 46.
- Bonatti E. Palagonite, hyaloclastites und alteration of volcanic glass in the ocean.-Bull. volcan., 1965, <u>28</u>, p. 257-270.
- Bonatti E., Joensuu O. Palygorskite from Atlantic deep-sea sediments. – Amer. Miner., 1968, <u>53</u>, N 5–6.
- Bonatti E., Joensuu O. Palygorskite from the deep-sea: a reply. – Amer. Miner., 1969, <u>54</u>, N 3 – 4.
- Bowles F.A., Anjino E.A., Hosterman J.W., Galle O.K. Precipitation of deepsea palygorskite and sepiolite. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, 21, N 4.
- Bradley W.F. The structural scheme of attapulgite. – Amer. Miner., 1940, 25, N6.
- Brauner K., Preisinger A. Structur und Entstehung des sepioliths. – Tschermaks miner. und petrogr. Mitt., 1956, <u>6</u>.
- Brindley G.W. X-ray and electron diffraction data for sepiolite. – Amer. Miner., 1959, 44, N 5–6.
- Caillere S. Sur la présence d'une palygorskite à Tafraout (Maroc). – C. r. Acad. sci. D, 1951, <u>233</u>, N 13.
- Caillere S., Henin S. Palygorskites: X-ray identification and crystal structure of clay minerals/Ed. by Brown. London, 1961a.
- Caillere S., Henin S. Vues d'ensemble sur problème de la synthèse des minéraux philliteux à basse température. – Colloq. intern. CNRS, 1961b, N 105.
- Caillere S., Henin S. Minéralogie des argils. Paris: Masson, 1963.
- Capdecomme L., Kulbicki G. Argils des gites phosphates de la réjion de Thies (Sénégal). – Bull. Soc. franç. minér. et cristallogr., 1954, <u>77</u>.
- Chamley H. Sur la sédimentation argileuse profonde en Méditerranée. Mediterr. Sea: Natur. Sediment. Lab. Strasburg, 1972.
- Chamley H., Millot G. Séquences sédimentaires à attapulgite une carrote profonde prélevée en Mer Yonienne (Méditerainnée Prientale). – C. r. Acad. sci. D, 1970, <u>270</u>, N 1084.
- Christ C.L., Hathaway J.C., Hostetler P.B., Shepard A.O. Palygorskite; new X-ray data. – Amer. Miner., 1969, 54, N1-2.
- Couture R.A. Composition and origin of playgorskite-rich and montmorillonite-rich reolie-containing sediments from the Pacific Ocean. - Chem. Geol., 1977, 19, N 2.

- Droste J.B. Clay minerals in the playa sediment of the Mojave Desert, California.— Calif. Div. Miner., Spec. Rep., 1961, <u>69</u>.
- Elgabaly M.M. The presence of attapulgite in some soils of the western desert of Egypt. - Soil Sci., 1962, <u>93</u>.
- Esteoule M.J., Estecule-Choux J., Melguen M., Zeibold M.E. Sur la présence d'attapulgite dans les sédiments réçents du Nord-Est du Golf Persique. – C. r. Acad. Sci. D, 1970, <u>271</u>, N 1153.
- Fan R., Rex R.W. X-ray mineralogy studies, leg 14. – In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: Govt Print. Office, 1972, vol. 14.
- Fernandes S.S., Hernan R.F., Navarro F.L.F., Pliego D.D. Petrographic study of basaltic materials emitted by Teheguia volcano (La Palma, Canary Islands, October 27 – November 19 1971). Estud. geol., 1974.
- Figuiredo G.C.S. Ocorrencia de paligorskite na Gandra (Mortágua). — Mem. e notíc. Mus. e lab. miner. e geol. Univ. Coimbra e Cent. estud. geol., 1967, N 64.
- Firman R.J. Sepiolite the Malvern Hills. -Mar. Geol., 1966, <u>3</u>.
- Fleischer P. Sepiolite associated with miocene diatomite Santa Cruz basin, California. – Amer. Miner., 1972, <u>57</u>, p. 903 – 913.
- Frondel C. New manganese oxides; hydrohausmanite and woodrussite. – Amer. Miner., 1953, <u>38</u>, N 9–10.
- Furbish W.J., Sando T.W. Palygorskite by direct precipitation from a hydrothermal solution. – Clay Miner., 1976, <u>2</u>, N 2.
- --- Furnes H. Experimental palagonitization of basaltic glasses of varied composition.--Contribs Mineral. and Petrol., 1975, <u>50</u>, N 2.
 - Gard J.A., Follett E.A.C. A structural scheme for palygorskite. - Clay Miner., 1968, 7, N 3.
 - Goldberg E.D., Griffin J.J. The sediments of the northern Indian Ocean. -Deep-Sea Res., 1970, <u>17</u>, N 3.
 - Gremillion R.L. The origin of Attapulgite in the Miocene Strata of Florida and Georgia. – Ph. D. Thesis, Florida State Univ. Tallahassee. Florida, 1965.
 - Grim R. Petrography of the fuller's earth deposits. Olmstead, Illinois, with a brief study of some non-illinois earths. – Econ. Geol., 1933, <u>28</u>, N 4.
 - Grim R. Clay mineralogy. N.Y.: McGraw-Hill, 1953.
 - Gunn B.M., Watkins N.D. Geochemistry of the Cape Verde Islands and Fernande de Noronna. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1976, <u>87</u>, N 8.
 - Haji-Vassiliou A., Puffer J.H. A macnocrystalline attapulgite-palygorskite oc-

currence in calcite veins. – Amer. Miner., 1975, <u>60</u>, N3–4.

- Hast N. A reaction between silica and some magnesium compounds at room temperatures and at +37 °C. – Arkiv. kemi, 1956, <u>9</u>.
- Hathaway J.C., Sachs P.L. Sepiolite and clinoptilolite from the Middle Atlantic ridge. – Amer. Miner., 1965, <u>50</u>, N 7-8.
- Hayes D.E., Pimm A.C. Bathymetric, magnetic and seismic reflection data. In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: Govt Print. Office, 1972, vol. 14.
- Hawkins D.B., Roy R. Experimental hydrothermal studies on rock alteration and clay mineral formation. – Geochim. et cosmochim. acta, 1963, <u>27</u>.
- Heezen B.C., Nesteroff W.D., Oberlin A., Sabatier G. Découverte d'attapulgite dans les sédiments profonds du golf d'Aden et de la mer Rouge. – C. r. Acad. sci. D, 1965, <u>260</u>, N 22.
- Helgeson H.C., Garrels R.M., Mackenzie F.T. Evolution of irreversible reactions in geochemical processes involving minerals and aqueous solutions. Applications. - Geochim. et cosmochim. acta, 1969, <u>33</u>.
- Heron S., Johnson H. Clay mineralogy, stratigraphy and structural setting of the Hawhorn Formation. Cooswahatchee District, South Carolina. – Southeast. Geol., 1966, <u>7</u>.
- Heuvel R.C. The occurrence of sepiolite and attapulgite in the calcareous zone of a soil near Las Cruces New Mexico. - Clays and Clay Miner., 1964, <u>25</u>.
- Heystek B.H., Schmidt E.R. The mineralogy of the attapulgite-montmorillonite deposit in the Sprigboc Flate. Transvaal.-Transv. Geol. Soc. S.Afr., 1953, 56.
- Transv. Geol. Soc. S. Afr., 1953, <u>56</u>. Huang T.C., Fillon R.H., Watkins N.D., Chaw D.M. Vulcanism and siliceous microfaunal diversity in the south-west Pacific during Pleistocene period. – Deep-Sea Res., 1974, <u>21</u>, N 5.
- Huertas F., Lineres J., Martin-Vivaldi J.L. Reunion Hispano-Belga de Minerales de la Arcilla. Madrid, 1970.
- Ibarolla E. Temporal modification of the basaltic materials from 1971 eruption of the Teneguia volcano (la Palma, Canary Islands). - Estud. geol., 1974.
- Imai N., Otsuka R., Nakamura T. An occurrence of well-crystallided sepiolite from the Akatani iron mine Nigata Prefecture, Northeastern Japan. – J. Jap. Assoc. Viner., Petr. and Econ. Geol., 1967, <u>57</u>, N 2.
- Isphording W.C. Discussion of the occurrence and origin of sedimentary palygorskite-sepiolite deposits. - Clays and Clay miner., 1973, <u>21</u>.

- Kauffman A.J. Fibrous sepiolite from Yavapai County, Arisona. - Amer. Miner., 1943, <u>28,</u> p. 512 - 520.
- Kerr P. Attapulgus clay. Amer. Miner., 1937, <u>22</u>.
- Kulbicki G. High temperature phase in sepiolite, attapulgite and saponite. -Amer. Miner., 1959, 44, N 7-8.
- Lapparent J. Sur un constitunt éssentiel des terres à foulon. - C. r. Acad. sci. D, 1935, 201.
- Lapparent J. Défence de l'attapulgite. -Bull. Soc. franç. minér. et crystallogr., 1958, <u>61</u>.
- Levinson A.A. Second occurrence of todorokite. - Amer. Miner., 1960, 45, N 7, 8.
- Longchambon H. Sur les caractéristiques des palygorskites. – C.r. Acad. sci. D, 1937, 204, N 1.
- Longchambon H., Migeon P. Sur la définition des sépiolites. – C. r. Acad. sci. D, 1935, 201.
- Mansfield G. Clay investigations in the southern states, 1934 - 1935. - Introduction. U.S. Geol. Sur. Bull., 1940, <u>901</u>, N9.
- Marshall C.E. The colloid chemistry of the silicate minerals. Sydney, 1949.
- Martin-Vivaldi J.L., Cano-Ruiz J. Contribution to the study of sepiolite: II. Some considerations regarding the mineralogical formula. - Clays and Clay Miner., 1956, <u>4</u>.
- Matti J.C., Zemmels I., Cook H.E. X-ray mineralogy of sediment from the are western Pacific, leg 20, DSDP. - In: Initial reports of the Deep-Sea Drilling Project, Washington: Govt. Print. Office, 1973, vol. 20.
- McLean S.A., Allen B.L., Craic J.R. The occurrence of sepiolite and attapulgite on the southern High Plains. - Clays and Clay Miner., 1972, <u>20</u>.
- Melson W.G., Thompson G., Andel T. Volcanism and metamorphism in the Mid-Atlantic ridge. – J. Geophys. Res., 1968, <u>73,</u> N 5925.
- Melson W.G., Thompson G. Glassy Abyssal Baszalts, Atlantic sea floor near St. Paul's rocks petrography and composition of secondary clay minerals. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, 84, N 2.
- Middley H.G. A sepiolite from Mullion, Cornwall. - Clay Miner., Bull., 1968, <u>4</u>.
- Miller A.R., Densmore C.D., Degens E.T. e.a. Hot brines and recent iron deposits in deeps of the Red Sea. - Geochim. et cosmochim. acta, 1966, <u>30</u>, N 3.
- Millot G. Géologie des argiles. Paris: Masson, 1964.
- Millot G. Signification des études récentes sur les roches argileuses dans l'interpré-

tation des faciès sédimentaires (compris les série rouges). - Sédimentology, 1967, 8.

- Millot G., Elouard P., Lucas J., Slansky M. A sedimentary and geochimical sequence of clay minerals, montmorillonite, attapulgite, sepiolite. - Bull. Groupe franç. argiles, 1960, 12.
- Millot G., Paquet H., Reullen A. Neoformation d'attapulgite dans les sols à carapaces calcaires de la Basse Moulonia (Maroc Oriental). - C. r. Acad. sci. D, 1969, 268, N 2771.
- Millot G., Radier H., Bonifas M. La sédimentation argileuse à attapulgite et montmorillonite. – Bull. Soc. Geol. France, 1957, <u>6</u>.
- Minato H., Imai N., Ootuka R. Palygorskite from the Oganomine, Tochgi, prefecture, central Japan. - J. Jap. Assoc. Miner., Petr. and Econ. Geol., 1969, <u>61</u>, N 4.
- Muecke G.K., Ade-Hall J.M., Aumento F. e.a. Deep drilling in active geothermal area in the Azores. - Nature, 1974, <u>252</u>, N 5481.
- Müller G. Palygorskit und Sepiolith in tertiaren und quartaren Sedimenten von Hadramout (S.Arabien). - Neues Jahrb. Mineral. Abh., 1961, 97.
- Mumpton F. A., Roy R. New data of sepiolite and attapulgite. – Clays and Clay Miner. Proc. Nat. Conf., 1958, <u>5.</u>
- Murata K.J., Erd R.C. Composition of sediments from the experimental Mohole project. (Guadalupe site). - J. Sediment. Petrol. 1964, 34.
- Nagelschmidt G. Red-shaped clay partic-
- res. Nature, 1938, <u>142.</u> Nagy B., Bradly W. The structural chemie of sepiolite. - Amer. Miner., 1955, 40, р. 885-892.
- Nathan Y. Studies on palygorskite. Ph. D. Thesis, Hebrew Univ., Jerusalem (in Hebrew), 1969.
- Nathan Y., Bentor Y.K., Wurtzburger U. Vein palygorskites in Israel and Sinai; their origin and symmetry. - Isr. J. Chem., 1970, 8, N 3.
- Neale M.C., Thomas H.C. Chemical analyses of the magnesium hydrosilicates. -J. Phys. Chem., 1956, 60, N 5.
- Paquet H., Ruellan A. Neoformation de la Basse Moulouya (Maroc oriental). – C. r. Acad. sci. D, 1969, 268.
- Parke K.G. A sepiolite-rich playa deposit in Southern Nevada. – Clays and Clay Miner.; 1972, <u>20</u>.
- Parry W.T., Recves C.O. Clay mineralogy of pluvial Lake sediments, Southern High Plains, Texas. - J. Sediment. Petrol., 1968a, <u>38</u>, 516 – 529.
- Parry W.T., Recves C.C. Sepiolite from Pluvial Mound Lake, Lyon and Terry Counties. Texas. - Amer. Miner., 1968b, <u>53</u>.

- Peterson M.N.A., Edgar N.T., Borch Cita M.B. e.a. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: U.S. Govt Print. Office. 1970, Vol. II.
- Pilkey H., Hoble D. Carbonate and clay mineralogy of the Persian Gulf. - Deep-Sea Res., 1966, <u>13</u>.
- Preisinger A. X-ray study of the structure of sepiolite.- Proc. 67th Nat. Conf. Clays and Clay Minerals, 1959.
- Rad U. von, Rösh H. Mineralogy and origin of clay minerals, silica and authigenic silicates in leg 14 sediments. In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: Govt Print. Office, 1972, vol. 14.
- Rex R.W. X-ray mineraligy studies, leg 3. In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: Govt Print. Office, 1970, vol. 3.
- Roberts D. Evaporite deposition in the Aptian South Atlantic Ocean. – Mar. Geol., 1975, <u>18</u>, N 5.
- Rogers E.L., Martin A.E., Norrish M.Sc. The occurrence of palygorskite near Yrvich, Qeensland. - Miner. Mag., 1954, <u>30</u>.
- Rojers L.E.R., Quirk J.P., Norris H.K. Aluminous sepiolite. – J. Sci., 1956, <u>7</u>.
- Ryan W.B.F., Hsü K.J. e.a. Initial reports of the deep sea drilling project. Washington: Govt. Print. Office, 1973, vol. 13, pt.1.
- Sabatier G. Palygorskite from the deep sea: a discussion. - Amer. Miner., 1969, <u>54</u>, N 3-4.
- Serralheiro A., Matos A.C.A., Rocha M.J., Celestino S.L. Note preliminaire sur la géologie de Lile de Boa Vista Cap Vert. – Qarcia Orta. Ser. Géol., 1974, L.N3.
- Siffert B., Wey R. Synthèse d'une sépiolite à température ordinaire. – C. r. Acad. sci. D., 1962, 254, N 8.
- Singer A., Norrish K. Pedogenic palygorskite Occurrences in Australia. – Amer. Miner., 1974, <u>59</u>, p. 508 – 517.
- Slansky M. Contribution à l'étude géologique du bassin sédimentaire côtier du Dahomey et du Togo. – These Sci., Nancy, 1959.
- Slansky M., Camez T., Millot G., Sédimentation argileuse et phosphatee an Dahomey. – Bull. Soc. géol. France, 1959, N 1.
- Stephen J. An occurrence of palygorskite in the Shetland Isles. – Miner. Mag., 1954, <u>30</u>, N 226.
- Tardy Y., Cheverry C., Frits B. Néoformation a une argile magnésienne dans lès dépressions interdunaires du lac Tchad. Application aus domaines de stabilité des phyllosilicates alumineux, magnesiens et ferriferes.-C.r.Acad. sci. D., 1974, <u>278</u>, N¹6.
- Venkatarathnam K. Mineralogical data from sites 211, 212, 213, 214 and 215 of

the Deep Sea Drilling Project, leg 22 and origine on noncarbonate sediment in the equatorial Indian Ocean. - In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: Govt Print. Offece, 1974, vol. 22.

- Weaver C.E., Beck K.C. Miocene of the s.l. United States: A model for chemical sedimentation in a peri-marine environment. – Sediment. Geol., Spec. Issue, 1977, <u>17</u>.
- Wollast R., Mackensie F.T., Bricker O.P. Experimental precipitation and genesis of sepiolite at earth-surface conditions. – Amer. Miner., 1968, <u>53</u>, p. 1645-1662.
- Wright T.L., Benson W.E., Malson W.G., Hart S.R. Petrology of basaltic rocks collected from leg 14. – In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: Govt Print. Office, 1972, vol. 14.
- Ylich Miloje Y. Hydrothermal-sedimentary dolomite: the missing link? – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1974, <u>58</u>, N 7.
- Zemmels I. X-ray mineralogy studies. In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: Govt Print. Office, 1973, vol. 16.
- Zemmels I., Cook H.E. X-ray mineralogy of sediments from the central Pacific ocean. - In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: Govt Print. Office, 1973a, vol. 17.
- Zemmels I., Čook H.E. X-ray mineralogy studies of selected samples from the sea floor of the northeast Atlantic and Mediterranean Sea. - In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: Govt Print. Office, 1973b, vol. 13.
- Zemmels I., Cook H.E. X-ray mineralogy studies. Gulf of Mexico. - In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: Govt Print. Office, 1973c, vol. 10.
- Zemmels I., Cook H.E., Hathaway J.C. X-ray mineralogy studies. leg 11. - In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: Govt Print. Office, 1973, vol. 11.
- Zemmels I., Cook H.E. X-ray mineralogy data, Northwestern part of the Indian ocean, leg. 22, Deep Sea Drilling Project.-In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: Govt Print. Office, 1974, vol. 22.
- Zemmels I., Cook H.E., Matti J.C. X-ray mineralogy data, Tasman Sea and the Far Western Pacific, leg 30. Deep Sea Drilling Project. - In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: Govt Print. Office, 1975, vol. 30.





















ł.































ŝ





171



объяснения таблиц

Таблица І

Выполнение камер фораминифер глинисто-цеолитовым агрегатом (микрофото шлифа, обр. 43, увел. 780)

а - с анализатором; б - без анализатора

Таблица II

Нанопланктон-фораминиферовый ил (ПЭМ - просвечивающий электронный микроскоп, увел. 15000)

а - обр. 41; б - обр. 43

Таблица III

Брекчиевидная структура алевротуффитовой глинистой породы. Обломки туфов замешены тонкокристаллическим цеолит-пелитовым агрегатом (микрофото шлифа, обр. 46, без анализатора)

а - увел. 780; б - увел. 1500

Таблица IV

Микрофотографии шлифов (а, б) и иммерсионных препаратов (в) из алевротуффитовых глин (без анализатора)

а - замещение кристалла плагиоклаза тонкокристаллическим цеолитовым агрегатом (обр. 46, увел. 780); б - реликтовая витрокластовая структура обломков туфов (обр. 46, увел. 780; в - вулканические стекла в разной степени изменения, внизу виден кристалл санидина (фракция < 0,01 мм алевротуффитовых глин, увел. 480)</p>

Таблица V

Алевротуффитовая глина (ПЭМ, увел. 2000, 1 – каолинит, 2 – монтмориллонит, 3 – ферримонтмориллонит, 4 – палыгорскит)

а - обр. 42;6 - обр. 46

Таблица VI

Палыгорскитовая глина верхней части разреза скв. 12 (ПЭМ, увел. 20000) а, б – обр. 50

Таблица VII

Пальгорскитовая глина нижней части разреза скв. 12 (ПЭМ, увел. 26600, палыгорскит-монтмориллонитовая ассоциация)

а - обр. 52; б - обр. 53
Поверхность скола палыгорскитовой глины (СЭМ – сканирующий электронный микроскоп, обр. 51)

 а - чешуйчато-волокнистое строение поверхности глины, увел. 10000; б - то же, фрагмент при увел. 20000

Таблица IX

Микрофотографии шлифов из пород продуктивной толши Черкасского месторождения (с анализатором)

а - обломки палыгорскитизированных туфов (1) в известняке (2), обр. 35-72, увел. 120; б - сегрегационные выделения Mn-гидроокислов (1) в палыгорскитовой (2) глине, обр. 41-72, увел. 150

Таблица Х

Монтмориллонит-опаловые выделения в палыгорскитовой глине (микрофото шлифов, с анализатором)

а – колломорфные выделения, обр. 37-72, увел. 150; б – сферолитовые сегрегации (центральная часть – опал, периферийная – монтмориллонит), обр. 41, увел. 100.

Таблица XI

Структура налыгорскитовых глин в подошее III слоя продуктивной толщи Черкасского месторождения (микрофото шлифов, обр. 45-72, увел. 150, с анализатором)

а – алевропелитовая; б – крупные обломки терригенных кварца и полевого шпата в палыгорскитовой глине

Таблица XII

Палыгорскитовая глина (ПЭМ, 1 – палыгорскит, 2 – монтмориллонит, фракция <0,001 мм)

а - обр. 42-72, увел. 20000; б - фрагмент, оконтуренный на снимке а, увел. 50000

Таблица XIII

Реликтовая витрокристаллокластовая структура туфогенной породы III слоя (микрофото шлифов, увел. 80, без анализатора, 1 – кристаллы полевых шпатов, 2 – измененные витрические частицы, 3 – цеолиты)

а, б - обр. 38-72

Таблица XIV

Сегрегационные выделения зеленого монтмориллонита – гидрослюдисто – опалового вешества в туфогенной породе III слоя (микрофото шлифов, обр. 38–72, без анализатора) а – увел. 30; б – увел. 80

Таблица XV

Особенности строения туфоднатомита слоя IV (микрофото шлифов, без анализатора) а – органогенно-пелитовая структура туфоднатомита, обр. 48-72, увел. 95; б – колломорфные выделения зеленого магнезиального монтмориллонита (1) и опала (2), обр. 48-72, увел. 20

Таблица XVI

Поверхности скола туфодиатомита (СЭМ, обр. 48-72, увел. 20000)

а – панцирь диатомен, погруженный в монтмориллонитовый агрегат, развитый по витрическому материалу; б – глобулярный опал (в центре) и панцирь диатомен в монтмориллонитовом агрегате

Таблица XVII

Различное строение монтмориллонитовых агрегатов в туфодиатомите (СЭМ, обр. 48-72, увел. 20000)

а – мелкочешуйчатое, по витрическим частицам; вверху видна отдельная чешуйка более позднего монтмориллонита (?), внизу – панцирь диатомен; б – колломорфное обособление позднего магнезиального монтмориллонита

Таблица XVIII

Палыгорскитовые глины среднего карбона Московской синеклизы (ПЭМ, обр. 204-73)

а – парагенез палыгорскита (1) с монтмориллонитом (2); непрозрачные частицы – реликтовые обломки стекол, замещенные палыгорскит-монтмориллонитовым агрегатом; видны отдельные, обломанные при диспергации волокна палыгорскита, создающие эффект "терригенности"; увел. 11400; б, в – реликты вулканических стекол, замещенные палыгорскит-монтмориллонитовым агрегатом; увел. 13300; г – сноповидно-лучистое агрегатирование кристаллов палыгорскита в периферийных частях реликтовых обломков стекол, замещенных палыгорскит-монтмориллонитовым веществом; увел. 15500

Таблица XIX

Хемогенный палыгорскит из мергелей и известняков среднего карбона Московской синеклизы (ПЭМ, фракции <0,01 мм, увел. 20000)

а - палыгорскит из мергеля, обр. 267-73; б - палыгорскит из известняка, обр. 270-73

Таблица XX

Палыгорскит из отложений среднего карбона Московской синеклизы (ПЭМ, увел. 12000)

а – "агрегатный" палыгорскит из стилолитовых швов в известняках касимовского горизонта, обр. 259; б – палыгорскит из карбонатной палыгорскитовой глины верейс-кого горизонта, обр. 308-73, фракция <0,01 мм

Таблица XXI

Туффит из глинисто-карбонатной толщи верейского горизонта (микрофото шлифов, обр. 318-73, Ратовский свраг)

а - палимпсестовая (реликтовая) структура измененной туфокластовой породы, увел. 15; б - измененный биотит в туффите, увел. 80

Таблица XXII

Палыгорскит из измененного туффита (ПЭМ, фракция <0,01 мм, обр. 318-73;] кристаллы доломита, 2 – агрегаты кристаллов палыгорскита) а – увел. 22000; б – увел. 13000; в, г – увел. 15000

175

Таблица XXIII

Говерхность свола измененного туффита (СЭМ, обр. 318-73; рамкой на позиции а показано положение б, в и г)

а, б - видны окатанные обломки туфов, сцементированные более тонким карбонатноплинистым веществом; в, г - при увеличении видно замещение обломков магнезкальными гидросвликатами с одинаковой ориентировкой кристаллических индивидуумов

Таблица XXIV

Палыгорскит из туфогенных глин верхнедевонских отложений Припятского прогиба (ПЭМ, фракции < 0,01 мм, увел. 20000; 1 – палыгорскит, 2 – монтмориллонитовый минерал)

a - ofp. 363-73; 6 - ofp. 359-73

Таблица XXV

Хемогенно-евалоритовые магнезиальные гидросиликаты (ПЭМ, фракции <0,01 мм) а - сепиолитовая глина из месторождения Вальекас, Испания, обр. 192, увел. 32000; б - палыгорскитовый мергель из подольского горизонта среднего карбона Русской платформы, обр. 267-73, увел. 10000

Таблица XXVI

Палыгорскит камуфлированного вулканогенно-осадочного тила (ПЭМ, фракция <0,01 мм)

а, б - вулканогенно-гидротермальный подтип: а - восточноатлантический эоценовый палыгорскит, обр. 53, увел. 13300; б - черкасский мноценовый палыгорскит, обр. 42-72, увел. 20000; в, г - камуфлированно-пирокластогенный подтип: в - прилятский девонский палыгорскит, обр. 359-73, увел. 20000; г - ферганский эоценовый палыгорскит, обр. 490-73, увел. 20000

Таблица XXVII

Гипергенный агрегатный палыгорскит (ПЭМ)

а – палыгорскит из кавери в известнике подольского горизонта (Подмосковье, Домодедово), увел. 20000; б – палыгорскит из трешин в известнике среднего карбона (Поволжье, образец из коллекции Минералогического музея АН СССР, увел. 10000)

Таблица XXVIII

Гидротермальные агрегатные палыгорскит и сепиолит (ПЭМ, увел. 20000)

а - гидротермальный сепиолит из зоны метасоматитов Октябрьского рудного поля (Норильск), обр. 194; б - сепиолит (керолитизированный) из зоны контакта серпентинитов и мраморов (Урал, Уфалей), обр. 187; в - сепиолит из рудной зоны скарново-полиметаллического месторождения Кургашинкан, Средняя Азия, обр. 594; г - гидротермальный палыгорскит из рудной зоны месторождения Джезды, Казахстан, обр. 195

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
Глава 1	
СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ ГИДРОСИ- ЛИКАТОВ ГРУППЫ ПАЛЫГОРСКИТА И СЕПИОЛИТА	7
Морфологические типы	_
Кристаллохимические особенности	11
Поведение при нагревании и методы диагностики	12
Адсороционные и коллоидальные своиства	13
Глава 2	
МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ ГИДРОСИЛИКАТЫ ГРУППЫ ПАЛЫГОРСКИТА И СЕПИО-	16
ЛИТА В ОСАДКАХ МИРОВОГО ОКЕАНА	10
Индийский океан и сопряженные бассейны Красного моря и Персидского за-	_
лива	19
	21
	22
	25
	26
	28
Особенности распространения и состава толим пальторскитовых глин	61
Вулканизм в районе распространения палыгорскитовых глин	64
Генезис палыгорскитовых глин	67
Глава З	
МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ ГИДРОСИЛИКАТЫ ГРУППЫ ПАЛЫГОРСКИТА И СЕПИО-	
ЛИТА В ОСАДКАХ ДРЕВНИХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ БАССЕЙНОВ	71
Палыгорскитовые глины неогена в чехле Украинского щита на Черкасском	
месторождении	-
Геологическое положение	72
Типы пород	76
Генезис палыгорскитовых глин	94
Палыгорскиты и сепиолиты в карбонатно-глинистых отложениях палеозоя Рус-	
ской платформы	98
Палыгорскитсодержащие породы в каменноугольных отложениях московскоя	
	100
Палыгорскитовые глины в отложениях девона припятского прогион	110
Генезис палыгорскита и сепиолита	113
Глава 4	
ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ ГИДРОСИЛИКАТОВ ГРУП- ПЫ ПАЛЫГОРСКИТА И СЕПИОЛИТА	110
	110
Пальгорскиты и сепиолиты в осадочных формациях	117
Терригенно-обломочный тип	118
Хемогенно-евапорятовый тип	119

Камуфлированный вулканогенно-осадочный тип	125 128
Наложенная палыгорскит-сепиолитовая минерализация	- 129 130
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	134
ЛИТЕРАТУРА	136
ТАБЛИЦЫ I_XXVIII	145
ОБЪЯСНЕНИЯ ТАБЛИЦ	173

CONTENTS

INTRODUCTION	3
Chapter 1 THE DRESENT DAY KNOWLEDGE OF MACHESIAL HYDROSH ICATES OF THE	
THE PRESENT-DAY KNOWLEDGE OF MAGNESIAL HYDROSILICATES OF THE PALYGOSKITE AND SEPIOLITE GROUP	7
Morphological types	-
Crystallochemical properties	. 8
Behaviour in heating and methods of diagnostics	11
Absorption and colloidal peculiarities	13
Data obtained through experimental studies and synthesis	10
Chapter 2	
MAGNESIAL HYDROSILICATES OF THE PALYGOSKITE AND SEPIOLITE GROUP	
IN SEDIMENTS OF THE WORLD OCEAN	16
Indian Ucean and Conjugated basins of the Hed Sea and Persian Gult	-
	19
	21
Atlantic Ocean	22
Coological situation	25
Brock types	26
Peculiarities of occurrence and series composition	29
Volcanism in the region of Palygorskitic clay	64
Genesis of Palygorskitic clays	67
Chapter 3	
MAGNESIAL HYDROSILICATES OF THE PALYGORSKITE-SEPIOLITE IN SEDI-	
MENTS OF OLD CONTINENTAL BASINS	71
Neogene Palygorskitic clays in mantle of the Ukrainian shield of Cherkassk deposit	-
Geological situation	72
Rock types	76
Genesis of Palygorskitic clays	94
Palygorskites and sepiolites in the Paleozoic carbonate-clay deposits of the Russian	•
platform	100
Palygorskite-bearing rocks in the Carboniterous deposits of the Moscow syneclise	1100
Paligorskite clays in the Devonian deposits of the Pripyat trough	113
	110
Chapter 4	
GENETIC TYPIFICATION OF MAGNESIAL HYDROSILICATES OF THE PALYSKITE-	116
Palygorskites and sepiolites in sedimentary formations	117
Terrigeno-clastic type	118
Chemigeno-evaporitic type	119
Camouflaged volcanogeno-sedimentary type	125
Palygorskites and sepiolites in soils	128
Superimposed palygorskite-sepiolite mineralization	-

Jointo-hypergene ty Hydrothermal type	ре • •	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		129 130
CONCLUSION	•••	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	٠	•	٠	•	•	•	•	•	•		•	•	٠	•	•	•	•	134
BIBLIOGRAPHY .	•		•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	٠	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	13 6
TABLES,I-XVIII .	•	• •	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		•	•	145
EXPLANATIONS O	FΡ	LA	T	ES	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	173

Ольга Сергесвна Ломова

ПАЛЫГОРСКИТЫ И СЕПИОЛИТЫ КАК ИНДИКАТОРЫ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

Утверждено к печати Ордена Трудового Красного Знамени Геологическим институтом

Редактор О.М. Розен. Редактор издательства А.В. Копп

Художественный редактор И.Ю. Нестерова. Технические редакторы Г.П. Каренина, Л.А. Куликова

ИБ № 16323

Подписано к печати 18.04.79. Т – 08728. Формат 70×108 1/16. Бумага офс. № 1 Усл.печ.л. 15,8+0,1 вкл. Уч. изд.л. 15,2. Тираж 650 экз. Тип. зак.90. Цена 2 р. 40 к.

Книга издана офсетным способом

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