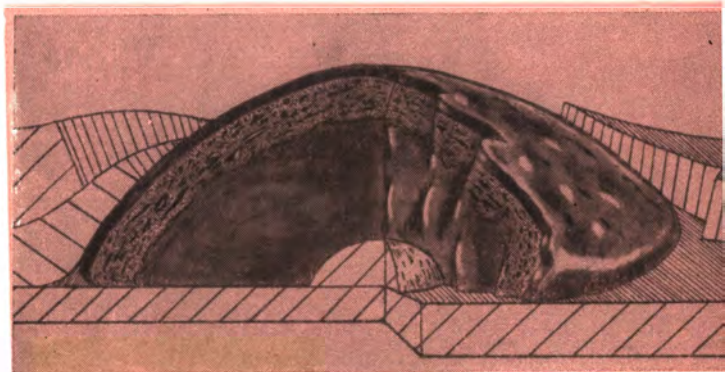


АКАДЕМИЯ НАУК СССР



А. А. ГАВРИЛОВ

**МАРГАНЦЕНОСНЫЙ
ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ
КОМПЛЕКС
ОРДОВИКА ЮЖНОГО УРАЛА
И СЕВЕРНЫХ МУГОДЖАР**

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

GEOLOGICAL INSTITUTE

A. A. GAVRILOV

MANGANIFEROUS
VOLCANOGENO-SEDIMENTARY
COMPLEX OF ORDOVICIAN
OF THE SOUTHERS URALS
AND NORTHERN MUGODZHAR

Transactions, vol. 169

PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

Moscow 1967

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

А. А. ГАВРИЛОВ

МАРГАНЦЕНОСНЫЙ
ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ
КОМПЛЕКС ОРДОВИКА
ЮЖНОГО УРАЛА
И СЕВЕРНЫХ МУГОДЖАР

Труды, вып. 169

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1967

Работа посвящена вопросам вулканогенно-осадочного литогенеза, рассматриваемым на примере ордовикских отложений западного склона Южного Урала и Северных Мугоджар. Оцениваются размеры и особенности влияния вулканизма на седиментацию в конкретных структурных и ландшафтных условиях ордовикского геосинклинального бассейна.

Показывается распределение в выделенных типах пород ряда химических элементов, установлена марганцевая минерализация в виде повышенных рассеянных концентраций и марганцевых руд. Особое внимание уделено описанию минерального и химического состава руд и вопросам их генезиса.

Дается характеристика главнейших постседиментационных изменений, подробно рассматривается преобладание пирокластических осадков, в частности, формирование туфогенных аргиллитов. Арениг-ландейльский вулканогенно-осадочный комплекс рассматривается с позиций формационного анализа.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

академик *А. В. ПЕЙВЕ* (главный редактор),
К. И. КУЗНЕЦОВА, академик *В. В. МЕННЕР*, *П. П. ТИМОФЕЕВ*

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

И. В. ХВОРОВА

EDITORIAL BOARD:

Academician A. V. PEIVE (Editor-in-chief),
K. I. KUZNETZOVA, Academician V. V. MENNER, P. P. TIMOFEEV

RESPONSIBLE EDITOR

I. V. KHVOROVA

ВВЕДЕНИЕ

За последние годы возрос интерес к вулканогенно-осадочному литогенезу как особому типу осадочного процесса. Повышенный интерес к этому типу литогенеза объясняется тем, что с ним связано образование рудных накоплений самых различных элементов.

Первые обобщения материалов по вулканогенно-осадочному поро- и рудообразованию даны в работах академика Н. М. Страхова (1956, 1960, 1963); в них подчеркивается специфика вулканогенно-осадочного литогенеза сравнительно с другими типами осадочного процесса. В то же время вулканогенно-осадочный тип литогенеза является менее изученным по сравнению с климатическими типами.

В настоящее время проблема влияния вулканизма на седиментацию разрабатывается в литологическом отделе Геологического института АН СССР. Одним из путей решения этой проблемы является изучение различных вулканогенно-осадочных комплексов и формаций, которое осуществляется с помощью геохимических методов и фациального анализа. Настоящая работа выполнена в соответствии с тематикой отдела, в ней изложены результаты исследований, проведенных автором в 1962—1965 гг.

Объектом изучения были выбраны арениг-лландейльские отложения Южного Урала и Северных Мугоджар, обнажающиеся в пределах Оренбургской области, Башкирской АССР и Актюбинской области Казахской ССР. Изучена полоса западного склона Южного Урала между 52 и 50° с. ш. и 57 и 58° в. д., куда входит Сакмарская структурно-фациальная зона и западная окраина зоны Уралтау, начиная на севере от водоразделов притоков рек Сакмары и Белой до южных притоков р. Урал (южная часть Сакмаро-Лемвинской фациальной зоны).

Выбор объекта обусловлен широким распространением специфических вулканогенно-осадочных отложений, в частности пирокластических, в ордовикских толщах Южного Урала. Эти отложения резко выделяются обликом и составом среди других геосинклинальных толщ рассматриваемого района. До настоящего времени арениг-лландейльские образования не были предметом для тщательных литологических исследований с целью выяснения влияния вулканизма на седиментацию.

При проведении исследований автор ставил перед собой следующие задачи: 1) изучение деталей строения арениг-лландейльского комплекса; 2) петрографическое и петрохимическое исследование пород; 3) изучение геохимических особенностей пород, выяснение перспективности поисков полезных ископаемых в ордовикских отложениях; 4) восстановление условий образования осадков и, в общих чертах, истории формирования вулканогенно-осадочных пород.

Сложность геологического строения Южного Урала, в значительной степени обусловленная обилием дизъюнктивных нарушений, и

небольшое количество палеонтологических находок в арениг-ландейльских отложениях сильно затруднили решение поставленных задач. Для установления возраста отложений, а также для составления подробных разрезов, которые до настоящего времени не опубликованы (приводимые в некоторых работах разрезы никак нельзя признать удовлетворительными), автором в некоторых районах была проведена геологическая съемка в масштабах 1:17 500, 1:10 000 и 1:5000, чаще на основе аэрофотоснимков.

Определение палеонтологического материала было произведено сотрудниками ВСЕГЕИ О. Н. Андреевой (брахиоподы) и Т. Н. Корень (граптолиты). Обработка и определение трилобитов проведены М. Н. Чугаевой (ГИН АН СССР).

Изучение пород проводилось автором обычными петрографическими методами, а геохимические исследования — по методике, разработанной Н. М. Страховым.

Приведенные в работе химические анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР под руководством Э. С. Залманзон. Для диагностики глинистых минералов применялись рентгеноструктурный (В. А. Александрова), термический (Д. А. Виталь) и электронно-микроскопический анализы, выполненные в лаборатории минералогии осадочных пород ГИН АН СССР.

Изучение марганцевых руд проводилось под руководством П. Ф. Андрущенко (ИГЕМ АН СССР). Рентгеновское и микрорентгеновское исследование марганцевых минералов проведено в минераграфической лаборатории ИГЕМ АН СССР.

В процессе сбора материалов и подготовки работы большую помощь оказала доктор геолого-минералогических наук И. В. Хворова. Автор приносит ей глубокую благодарность.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЮЖНОГО УРАЛА И СЕВЕРНЫХ МУГОДЖАР

Исследованный район представляет собой крупную структурно-фациальную зону, расположенную на западном склоне Южного Урала и продолжающуюся на юге в пределах Северных Мугоджар. Северная часть этой зоны известна в литературе под названием Западносакмарской (Либрович, 1932) или Сакмарской (Келлер, 1949). Сакмарская зона протягивается почти меридионально, ее естественным южным продолжением является Кос-Истекский район в Северных Мугоджарах. Общая длина изученного участка составляет приблизительно 175 км, ширина его не превышает 30—40 км.

В строении Сакмарской зоны и смежных районов участвуют докембрийские, кембрийские, ордовикские, силурийские и девонские отложения. К самым верхним частям стратиграфического разреза относятся каменноугольные, пермские, меловые, палеогеновые и четвертичные отложения.

Древнейшими образованиями являются докембрийские метаморфические породы. Они обнажены в виде небольших массивов размером в сотни квадратных метров (реже 1,5—2 км), приуроченных к ядрам антиклинальных складок. Среди них наибольшее распространение имеют кварциты и кристаллические сланцы. Докембрийскими метаморфическими породами сложена осевая часть Уралтауского антиклинория, расположенная восточнее рассматриваемого района.

Палеонтологически охарактеризованные кембрийские отложения представлены известняками, залегающими в виде экзотических «глыб» среди более молодых отложений. К кембрию также условно относится несколько комплексов, не содержащих остатков кембрийской фауны: 1) толща филлитов и кварцито-песчаников западного склона Уралтау (нижняя подсвита «катралинской» свиты, по А. В. Клочихину); 2) толща альбитофиров, порфиритов, туфов, песчаников, алевролитов и филлитизированных сланцев («богумбайская» толща и «чаушская» свита, по Н. П. Хераскову и Е. Е. Милановскому), расположенные в районе южнее широтного течения р. Урал; 3) толща песчаников, туфов и порфиритов в Северных Мугоджарах («акайская» свита, по Н. И. Леоненку).

Стратиграфически выше располагаются ордовикские отложения, которые подразделяются на две части: кидрясовская свита и ее возрастные аналоги (тремадок) и вулканогенно-осадочный комплекс (арениг-лландейло).

Кидрясовская свита сложена песчаниками, алевролитами и аргиллитами. В Северных Мугоджарах верхней части кидрясовской свиты соответствует куагачская свита, представленная порфиритами, туфами,

кремнистыми породами, песчаниками, конгломератами и известняками. В районе р. Эбеты кидрясовской свите соответствует верхняя часть булатской свиты — песчаники, порфириды, альбитофиры.

Арениг-ландейльский вулканогенно-осадочный комплекс включает туфы, туфогенные аргиллиты, кремнистые породы, в меньшем количестве альбитофиры и диабазы; терригенные и карбонатные породы встречаются очень редко. Арениг-ландейльские отложения, развитые к северу от р. Урал, выделены в кураганскую свиту.

На ордовикских и более древних толщах трансгрессивно и с угловым несогласием залегают силурийские отложения. Силурийская система представлена всеми ярусами. В 1933 г. отложения этого возраста были выделены Н. К. Разумовским в сакмарскую свиту. Впоследствии Н. И. Леоненко (1955) подразделила силурийские отложения в Северных Мугоджарах на ряд свит: сакмарскую (ландовери-венлок) — кремнистые породы; сугралинскую (фациально замещает сакмарскую свиту) — эффузивные породы и туфы основного состава; карабутакскую (нижний лудлов) — песчаники, конгломераты, глинисто-кремнистые породы, эффузивы и известняки.

В 1963 г. А. Д. Петровский расчленил силурийские отложения более северных районов на сакмарскую свиту (кремнистые и кремнисто-глинистые породы среднего ландовери — нижнего лудлова) и фациально замещающий ее вулканогенно-осадочный комплекс. Последний был подразделен на две различные по составу и возрасту части: блявинскую и херсонковскую свиты. Блявинская свита (средний и верхний ландовери) представлена главным образом основными эффузивами, тогда как херсонковская свита (верхи верхнего ландовери — верхний лудлов) — кремнистыми, кремнисто-глинистыми и пирокластическими породами.

К отложениям девона в пределах Сакмарской зоны отнесено несколько комплексов (свит). В составе нижнего (условно) и среднего девона в районах к северу от р. Урал присутствуют порфириды, альбитофиры, туфы альбитофиридов, кремнистые породы и известняки. Верхне-девонские отложения представлены зилаирской свитой, довольно широко распространенной в пределах изученного района. Литологический состав зилаирской свиты однообразен, в ее сложении участвуют граувакковые песчаники, алевролиты и глинистые сланцы.

В девонских отложениях Северных Мугоджар Н. И. Леоненко выделила пять свит: 1) шандинскую (D_{1+2}) — конгломераты, песчаники, альбитофиры, порфириды, туфы, известняки; 2) чанчарскую (D_1^2) — порфириды, туфы основного состава, альбитофиры, известняки; 3) айтпайскую (D_2^2) — конгломераты; 4) егиндинскую (D_{2+3}) — кремнистые породы, алевролиты, аргиллиты; 5) киинскую (D_3^2) — кремнистые породы, аргиллиты, алевролиты, известняки. Граувакковые песчаники и глинистые сланцы зилаирской свиты Н. И. Леоненко относит к турнейскому ярусу каменноугольной системы.

Каменноугольная система представлена всеми тремя отделами, ее отложения занимают большие площади в западной части района. В составе визейского яруса нижнего отдела в сакмарской зоне выделено три свиты: куруильская, в сложении которой участвуют кремнистые известняки и глинисто-кремнистые сланцы, иткуловская — аргиллиты с прослоями кремнистых известняков и песчаников и бухарчинская — кремнистые известняки и аргиллиты. В Северных Мугоджарах куруильской и иткуловской свитам соответствует «свита кремнистых пород», а бухарчинской — «свита известняков» (Н. И. Леоненко).

Средний отдел каменноугольной системы представлен песчано-глинистой толщей башкирского яруса.

Среди верхнекаменноугольных отложений выделяются жигулевский и оренбургский ярусы. Жигулевский ярус сложен преимущественно флишевыми известняково-песчано-глинистыми отложениями, а оренбургский — также флишевыми, но более глинистыми толщами.

К пермским отложениям относятся терригенные породы, заполняющие ядра некоторых синклиналиных складок.

На размытой поверхности палеозойских образований почти горизонтально залегают меловые и палеогеновые породы, вместе с четвертичными отложениями венчающие стратиграфический разрез района. Отложению мезозойских осадков предшествовал длительный период выветривания, продукты которого сохранились в некоторых местах. Состав и облик этих продуктов целиком зависят от характера материнских пород и условий, в которых происходило образование древней коры выветривания.

Меловые отложения представлены как континентальными, так и морскими осадками. К первым относится толща, состоящая из глин, песчаников и конгломератов (альб — сеноман). Морские отложения относятся только к верхнему отделу меловой системы — кампанскому и маастрихтскому ярусам. Кампанский ярус сложен глауконитовыми песками, выше залегают мергели, опоки и пески маастрихта.

Отложения палеогеновой системы — опоки и глауконитовые песчаники — выделены в тасаранскую свиту (средний эоцен). Стратиграфически выше тасаранской свиты (иногда на верхнемеловых слоях) залегают маломощные кварцевые пески и песчаники среднего и верхнего палеогена.

Четвертичные отложения различных генетических типов на рассматриваемой территории распространены повсеместно.

В пределах изученного района из интрузивных пород чаще всего встречаются серпентиниты (аподунитовые, апогарцбургитовые и др.), слагающие массивы различной величины и формы, часто занимающие значительную по размерам территорию (например, Кемпирсайский и Хабарнинский массивы). По форме эти интрузии нередко представляют собой сложные ветвящиеся межпластовые залежи, а иногда штокообразные тела. Контакты их с окружающими отложениями в большинстве случаев тектонические, что сильно затрудняет решение вопроса о возрасте интрузий. К настоящему времени многие исследователи пришли к выводу, что серпентиниты образовались в несколько интрузивных циклов. Наиболее древние из них имеют доордовикский возраст, самые поздние, вероятно, не моложе каменноугольных.

Интрузии габброидов также характерны для рассматриваемого района и чаще всего они пространственно и генетически связаны с серпентинитами, являясь одновозрастными с ними образованиями. Габброиды, слагающие обособленные линзообразные залежи, имеют довольно устойчивый состав, в то время как для габброидов, связанных с серпентинитами (дайки, секущие серпентиниты, и неправильной формы тела), характерны непостоянный состав и множество структурных разновидностей.

Помимо ультраосновных и основных пород очень редко встречаются плагиогранит-порфиры, образующие небольшие тела. Их возраст невозможно установить без специальных исследований.

Большая часть изученного района в структурном отношении представляет собой крупное поднятие с выходами нижне- и среднепалеозойских пород, расположенное на западном крыле антиклинория Уралтау, ограниченное с запада и с востока разломами. Уралтауский антиклинорий — наиболее крупная структурная единица — входит своим южным окончанием лишь в пределы крайней восточной части района. Его ядро сложено докембрийскими и кембрийскими (?) метаморфическими

породами. Западная краевая часть района является областью развития линейных складок, образованных верхнепалеозойскими толщами.

Основными пликативными дислокациями, сложенными породами нижнего и среднего палеозоя, являются брахисинклинали (Шайтан-тауская, Блявинская, Ишмуратовская, Утягуловская, Тереклинская, Сургалинская, Алимбетовская, Тайкеткенская, Акайская, Жангызтауская) и разделяющие их антиклинали (Медногорская, Чураевская, Кураганская, Губерлинская, Кок-Тугайская, Киндерлинская, Куагачская, Каинсайская, Каргалинская). Крупные структуры осложнены более мелкими складками. Синклинали, как правило, выполнены силурийскими и девонскими отложениями, в то время как в ядрах антиклинальных складок чаще обнажены породы ордовика. Характерной особенностью является общее северо-северо-западное простирание осей складок как ниже-среднепалеозойского, так и верхнепалеозойского структурных ярусов, т. е. простирание, параллельное оси антиклинория Уралтау. Такое же субмеридиональное простирание наблюдается и у большинства дизъюнктивных нарушений, которые своим обилием сильно осложняют тектоническое строение южной части Южного Урала и Северных Мугоджар.

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Открытие ордовикских слоев на Южном Урале относится к 1858 г.— времени опубликования работы А. И. Антипова и Н. Г. Меглицкого, в которой впервые было сообщено о находке ордовикской (в то время «силурийской») фауны в песчаниках района р. Кураган.

Новый этап изучения интересующих нас отложений начался в 1931 г. работами группы геологов ЦНИГРИ, возглавляемой Н. К. Разумовским. В эту группу, кроме Н. К. Разумовского, входили Е. В. Войнова, Г. И. Кириченко, Л. И. Константинова, Б. В. Наливкин, Е. Э. Разумовская, В. М. Сергиевский и А. В. Хабаков. Они подтвердили присутствие на Южном Урале ордовика, собрав богатую фауну брахиопод и трилобитов в песчаниках у дер. Кидрясово. В статье Е. В. Лермонтовой и Н. К. Разумовского (1932), посвященной описанию древнейших отложений Урала, обнаженных в окрестностях дер. Кидрясово, ордовикские отложения были подразделены на две свиты: кидрясовскую (тремадок) и кураганскую. Кидрясовская свита в разрезе хребта Тырман-Тау Е. В. Лермонтовой и Н. К. Разумовским была расчленена на три горизонта, каждый из которых представлен песчаниками с остатками брахиопод и трилобитов. К кураганской свите эти авторы отнесли комплекс глинисто-туфогенных пород.

Такого же расчленения ордовика придерживалась и Войнова Е. В. (Войнова и др., 1941). В этой работе выделяется губерлинская свита — комплекс глинисто-туфогенных и эффузивных пород на восточном склоне Южного Урала, аналогичная по возрасту кураганской свите его западного склона. В работе подчеркивается обогащение тонким туфогенным материалом глинистых сланцев кураганской свиты. Возраст кураганской свиты («верхняя половина ордовика») установлен авторами на основании находок трилобитов в линзе известняка на левом берегу р. Киндерли (Караколь)¹ и на основании ее стратиграфических взаимоотношений с кидрясовской свитой и граптолитовыми сланцами силура.

В 1934—1935 гг. было установлено, что вулканогенно-осадочные комплексы (ордовик и силур), описанные на западном склоне Южного Урала, обнажаются также южнее долины р. Урал, в Северных Мугоджарах (Хабаков, 1935). Тогда же в районе с. Кос-Истек к возрастным аналогам кураганской свиты был отнесен комплекс зеленых туфов.

Таким образом, геологами группы Н. К. Разумовского была дана первая стратиграфическая схема ордовика южной части Южного Урала, которая в общих чертах была принята последующими исследовате-

¹ Е. Э. Разумовская выделяла известняки в особую киндерлинскую свиту, относя ее к самым молодым из обнажающихся слоям ордовика.

лями. Впоследствии был уточнен возраст кураганской свиты, более подробно расчленена кидрясовская свита, выделены аналогичные по возрасту этим свитам комплексы в районах, не охваченных исследованиями геологов группы Н. К. Разумовского.

Правильность этой стратиграфической схемы подтверждена работами В. Н. Павлинова (1936, 1937, 1939), который установил распространение кидрясовской и кураганской свит в более северных районах—бассейне рек Кураган и Куруил. Этим исследователем к кураганской свите были отнесены светло-зеленые туфы кварцевых альбитофиринов, обнаженные к востоку от с. Рысаево. «Глинистые туфогенные сланцы и туфы, очевидно, являются одновозрастными»,—заклучил В. Н. Павлинов (1937).

В верховьях р. Куруил В. Н. Павлиновым описаны как отложения карадокского яруса черные кремнистые сланцы с граптолитами. Этот комплекс им был выделен в покровную свиту. Но впоследствии Б. М. Келлер и О. Б. Бондаренко (1956) доказали лландоверийский возраст граптолитовых сланцев, ошибочно отнесенных В. Н. Павлиновым к карадокскому ярусу ордовика.

1949—1955 годы—новый этап изучения ордовикских отложений Южного Урала. В эти годы были произведены подробные геологические съемки, опубликовано несколько крупных работ, посвященных строению нижнего и среднего палеозоя.

Геологами Южноуральского геологического управления А. В. Клочихиным и А. В. Буряченко в 1949 г. была проведена геологическая съемка в Медногорском и Кувандыкском районах. Ими было найдено много новых выходов кидрясовской и кураганской свит, а в глинистых породах неподалеку от ст. Блява обнаружены аренигские граптолиты (единственная до настоящего времени находка граптолитов в кураганской свите). А. В. Клочихин и А. В. Буряченко к кураганской свите отнесли обнаженные в исследованном ими районе туфы кислого состава и диабазы у с. Новая Ракитянка. Таким образом, работы А. В. Клочихина и А. В. Буряченко значительно расширили представления о строении ордовикских толщ Сакмарской структурно-фациальной зоны. Эти исследователи дали палеонтологическое обоснование возраста кураганской свиты и выявили большую роль в ее составе вулканических продуктов. Ими же установлено наличие в южной части Южного Урала регионального перерыва и углового несогласия, отвечающего эпохе позднего ордовика—раннего силура, о чем впоследствии писали многие исследователи (Херасков, Милановский, 1953; Леоненко, 1955).

Исследование ордовикских отложений было начато Н. П. Херасковым еще в 1939 г., когда под его руководством южнее р. Урал работала экспедиция, занимавшаяся изучением геологического строения района. В 1947 и 1948 гг. Н. П. Херасковым совместно с Е. Е. Милановским были детально изучены некоторые участки как на западном, так и на восточном склоне Урала.

В статье Н. П. Хераскова и Е. Е. Милановского (1953) приводятся новые данные, позволившие авторам уточнить стратиграфию нижнего палеозоя и литологическую характеристику отдельных членов разреза.

В своей статье Н. П. Херасков и Е. Е. Милановский наметили фациальную и структурную зональность на Южном Урале, выделив несколько меридионально простирающихся зон с различным составом кембрийских и ордовикских отложений. Этими авторами на основании детальных исследований был расчленен разрез нижнего палеозоя в районах р. Эбеты (Чаушка) и пос. Хабарного, выделена булатская свита, соответствующая по возрасту кидрясовской свите западного склона (табл. 1). В работе Н. П. Хераскова и Е. Е. Милановского дается подробная характеристика булатской свиты, а также выделяются

Сопоставление стратиграфических подразделений ордовикских отложений юга Южного Урала

Таблица 1

Район исследований	Система	Ярус	Н. К. Разумовский и др. (1932 г.)	В. Н. Павлинов (1937)	А. В. Клочихин, А. В. Буряченко (1949 г.)	Н. П. Херасков, Е. Е. Мьялановский (1953)	Н. И. Леоненко (1955)	А. Д. Петровский, А. В. Хабаков (1960 г.)	Подразделения, принятые в настоящей работе
Западный склон Южного Урала, севернее долины р. Урал (к северу от 51° с.ш.)	Ордовикская	Аренигский, лланвирнский и лландейльский	Киндерлинская свита	Покровская свита (карадок)				Свита кремнистых туфов и альбитофиров (кос-истекская свита)	Вулканогенно-осадочный комплекс (кураганская свита)
			Кураганская свита	Кураганская свита	Кураганская свита	Кураганская свита	Кураганская свита		
		Тремадокский	Кидрясовская свита	Кидрясовская свита	Кидрясовская свита	Кидрясовская свита	Кидрясовская свита	Кидрясовская свита	Кидрясовская свита
Район с. Хабарного—р. Эбеты (прилегают к долине р. Урал)	Ордовикская	Аренигский, лланвирнский и лландейльский				Кураганская свита (губерлинский тип)		Кураганская свита (терекский тип)	Вулканогенно-осадочный комплекс
		Тремадокский				Булатская свита	Булатская свита	Булатская свита	Булатская свита
Кос-Истекский район, Северные Мугоджары (к югу от 51° с.ш.)	Ордовикская	Аренигский, лланвирнский и лландейльский				Кураганская свита (терекский тип)		Свита кремнистых туфов и альбитофиров (кос-истекская свита)	Вулканогенно-осадочный комплекс
		Тремадокский				Кураганская свита	Кураганская свита	Кураганская свита	Кураганская свита
	Кембрийская					Кидрясовская свита	Кос-истекская свита	Кидрясовская свита	Кидрясовская свита

два типа разрезов кураганской свиты в районах, расположенных южнее широтного течения р. Урал. Альбитофиры и их туфы Эбетинской зоны (район Хабарного) отнесены к «губерлинскому типу» кураганской свиты, а красные и зеленые «туффитовые сланцы», зеленые и бирюзовые туфы и альбитофиры Западносакмарской (в частности, район р. Кос-Истек) и Восточносакмарской (район р. Медес) зон к «терекскому типу».

В статье Н. П. Хераскова и Е. Е. Милановского проведено сопоставление основных известных в то время разрезов кембрийских и ордовикских отложений Орского Урала, показана их большая сложность и изменчивость как по простиранию, так и вкрест простирания структур.

В 1949—1952 г. Н. И. Леоненко, Х. С. Розман и Р. А. Сегедин провели геологическую съемку на территории Северных Мугоджар, а в 1955 г. вышла крупная работа Н. И. Леоненко «Силурийские отложения Кос-Истекского района (Северные Мугоджары)», в которой значительное место отведено описанию ордовикских толщ. В этой работе Н. И. Леоненко подразделяет ордовикский разрез на две свиты: кидрясовскую и куагачскую. Последняя, по мнению этого исследователя, соответствует кураганской свите Южного Урала, но несколько отличается от нее по возрасту, объединяя верхнюю часть тремадокского яруса, аренигский и низы лландейльского яруса.

Автор данной работы не разделяет мнения Н. И. Леоненко о возрасте куагачской свиты, относя ее к верхнему тремадоку и считая вулканогенным аналогом верхней части кидрясовской свиты. Что касается аналога кураганской свиты, то в Кос-Истекском районе он был выделен в довоенные годы А. В. Хабаковым. Это — толща туфов, обнаженная в нижнем течении р. Кос-Истек, описанная в 1953 г. Н. П. Херасковым и Е. Е. Милановским как терекский тип кураганской свиты. Туфы из района нижнего течения р. Кос-Истек в работе Н. И. Леоненко рассматриваются среди кембрийских толщ под названием «кос-истекской свиты», но такая датировка возраста этого туфового комплекса не была подтверждена последующими исследованиями.

Несмотря на неточность в определении стратиграфического положения кос-истекской свиты, работа Н. И. Леоненко остается до настоящего времени самой значительной и полной из всего, что опубликовано по ордовику Кос-Истекского района. В результате исследований Н. И. Леоненко установлено распространение на большой территории кидрясовской свиты, выделена и отнесена к ордовику куагачская свита, выяснены многие детали строения кос-истекской свиты. Описание всех рассмотренных Н. И. Леоненко комплексов дается с очень большой подробностью, причем список найденных ею обнажений ордовикских пород, содержащих остатки фауны, не пополнился новыми данными до сего времени.

Нижнепалеозойские отложения Северных Мугоджар исследовались также А. А. Петренко, но большая часть изученных им комплексов обнажена за пределами интересующего нас района (Петренко, 1953).

К исследованиям ордовикских отложений последних лет относятся работы Б. М. Келлера, Х. С. Розман, А. Д. Петровского и А. В. Хабакова.

Статья Б. М. Келлера и Х. С. Розман (1961) посвящена стратиграфии отложений нижнего ордовика Актюбинской области Казахстана и смежных районов западного склона Южного Урала. Авторы приводят описание разреза нижнего ордовика и палеонтологическую характеристику кидрясовской свиты. В разрезе по р. Алимбет они выделяют коктугайские и сары-тугайские слои. В коктугайских слоях (нижний тремадок) впервые на Урале обнаружены диктионемы. Комплекс трилобитов, найденных в сары-тугайских слоях, позволил отнести их к верхней части тремадокского яруса. Авторы указывают также, что ви-

довой состав комплекса трилобитов, встреченных в линзах известняков куагачской свиты, такой же, как и в сары-тугайских слоях разреза р. Алимбет. Б. М. Келлер и Х. С. Розман пришли к выводу, что на Урале, в пределах Сакмарского поднятия, имеется исключительно полный разрез тремадокского яруса.

В последнее десятилетие изучением кембрийских, ордовикских и силурийских толщ Южного Урала занимаются А. В. Хабаков и А. Д. Петровский (ВСЕГЕИ). Эти исследования еще не закончены, но предварительные результаты уже известны из ряда отчетов и статей. А. Д. Петровский и А. В. Хабаков тщательно изучили условия залегания ордовикских отложений, они приводят описания всех известных обнажений кидрясовской свиты, дают литологическую характеристику отложений, петрографическое описание нескольких типов кидрясовских песчаников. Эти исследователи восстановили условия образования тремадокских отложений, определили направление сноса обломочного материала и положение области размыва в раннем тремадоке.

Большое количество палеонтологических находок (определения фауны проведены О. Н. Андреевой) позволило А. Д. Петровскому и А. В. Хабакову подразделить кидрясовскую свиту на две части — нижнюю и верхнюю, причем вместе обе части свиты присутствуют лишь в четырех районах, тогда как в других местах разрезы кидрясовской свиты неполные.

По данным А. Д. Петровского и А. В. Хабакова, распространенная в Северных Мугоджарах «свита кремнистых зеленых туфов и альбитофиров», отнесенная Н. И. Леоненко к кембрию (кос-истекская свита), имеет ордовикский возраст. Эти авторы считают «свиту кремнистых зеленых туфов и альбитофиров» по местоположению в разрезе и возрасту близкой к верхним частям кураганской свиты и относят ее условно к верхам аренига — низам лландейло.

А. Д. Петровский и А. В. Хабаков установили большое сходство ордовикских отложений из западных и восточных областей Южного Урала, что противоречит выводам Н. П. Хераскова и Е. Е. Милановского (1953) о существовании в ордовикском периоде нескольких структурно-фациальных зон, каждая из которых отличалась составом отложений. А. Д. Петровский и А. В. Хабаков сомневаются в возможности существования в ордовикском периоде на Южном Урале меридиональной тектонической зональности.

Следует отметить, что ордовикские свиты изучены А. Д. Петровским и А. В. Хабаковым с различной степенью детальности. Более подробно ими изучалась кидрясовская свита (литологии тремадокских отложений посвящена статья А. Д. Петровского, 1962), тогда как кураганской свите и одновозрастным ей толщам уделено мало внимания.

Таким образом, за последние тридцать пять лет на Южном Урале была исчерпывающе изучена кидрясовская свита, ее стратиграфическое положение и литология. Выяснено, хотя и с меньшей детальностью, строение других тремадокских свит — куагачской и булатской. В общих чертах изучен и состав арениг-лландейльских толщ, установлено, что среди них широко распространены пирокластические образования.

ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АРЕНИГ-ЛЛАНДЕЙЛЬСКИХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

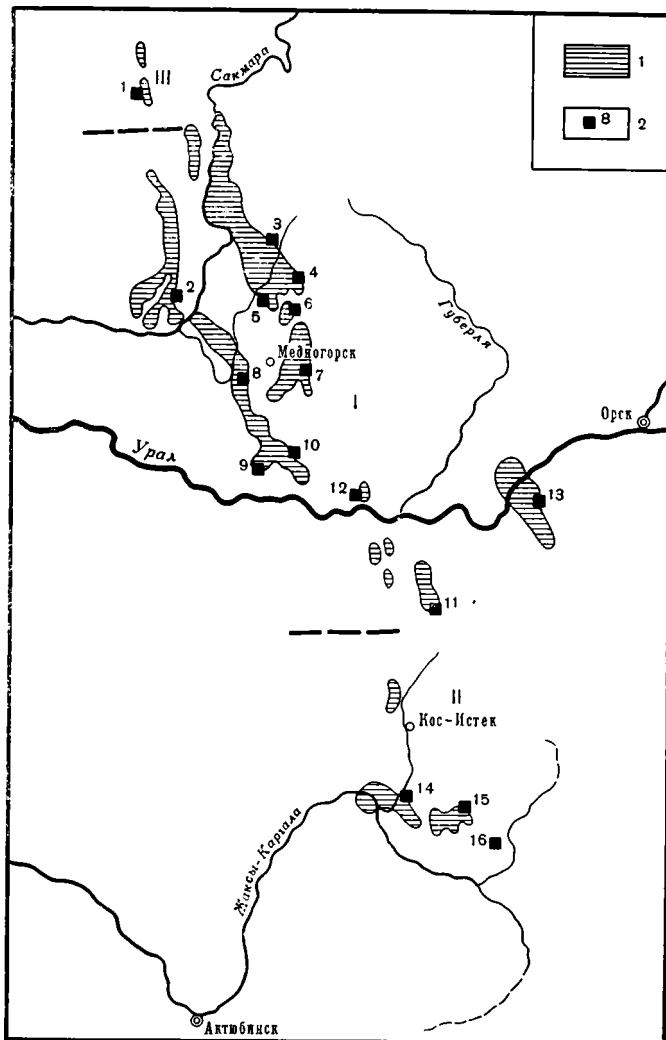
(общая характеристика, условия залегания и разрезы)

Арениг-лландейльские отложения в изученном районе выходят на поверхность в пределах относительно узкой полосы (30 × 175 км), меридионально простирающейся вдоль западного склона Южного Урала (фиг. 1). Рассматриваемые отложения чаще всего приурочены к ядрам антиклинальных складок и их выходы порой довольно далеко отстоят друг от друга. Это затрудняет прослеживание отдельных горизонтов и пачек пород на сколько-нибудь большие расстояния. А если учесть почти полное отсутствие остатков фауны и флоры, то станет понятным, что для доказательства возраста отложений нужно детально рассмотреть условия их залегания едва ли не во всех обнажениях.

Отложения аренига-лландейло (часть их, распространенную севернее р. Урал, вслед за предыдущими исследователями автор будет называть «кураганской свитой») представлены главным образом вулканогенными породами различного состава от базальтового до липаритового. Наиболее распространены пирокластические образования кислого состава: туфы и туфогенные аргиллиты. Им подчинены кремнистые породы, которые встречаются почти повсеместно. Характерной особенностью почти всех типов пород являются красный и зеленый цвета со всевозможными оттенками от бирюзово-зеленого до фиолетово-красного.

Мощность арениг-лландейльских образований оценивать очень трудно, так как не везде бывает обнажена их подошва и кровля. Максимальные мощности достигают 800—900 м, в некоторых районах мощность сокращается до 250—300 м. Наличие углового несогласия между ордовиком и силуром позволяет предположить, что сокращение мощностей разрезов произошло во многих случаях в результате предсилурийского размыва, уничтожившего верхние части ордовикских толщ. Своеобразие арениг-лландейльских отложений заключается в том, что они почти повсюду представлены почками однотипных пород и легко узнаются в поле по многим признакам (цвет, состав, характер чередования). Несмотря на это, сводный разрез отложений данного возраста составить очень трудно, так как породы одного и того же типа часто залегают в различных районах на разных стратиграфических уровнях (фиг. 2). По этой же причине затруднительно выделить типовые разрезы. Некоторая изменчивость отложений, а также отсутствие ископаемых органических остатков не позволяют сделать и более дробное стратиграфическое расчленение вулканогенно-осадочных толщ.

Следует сделать небольшое отступление и остановиться на верхней границе ордовика на Южном Урале. Ее часто приходится проводить



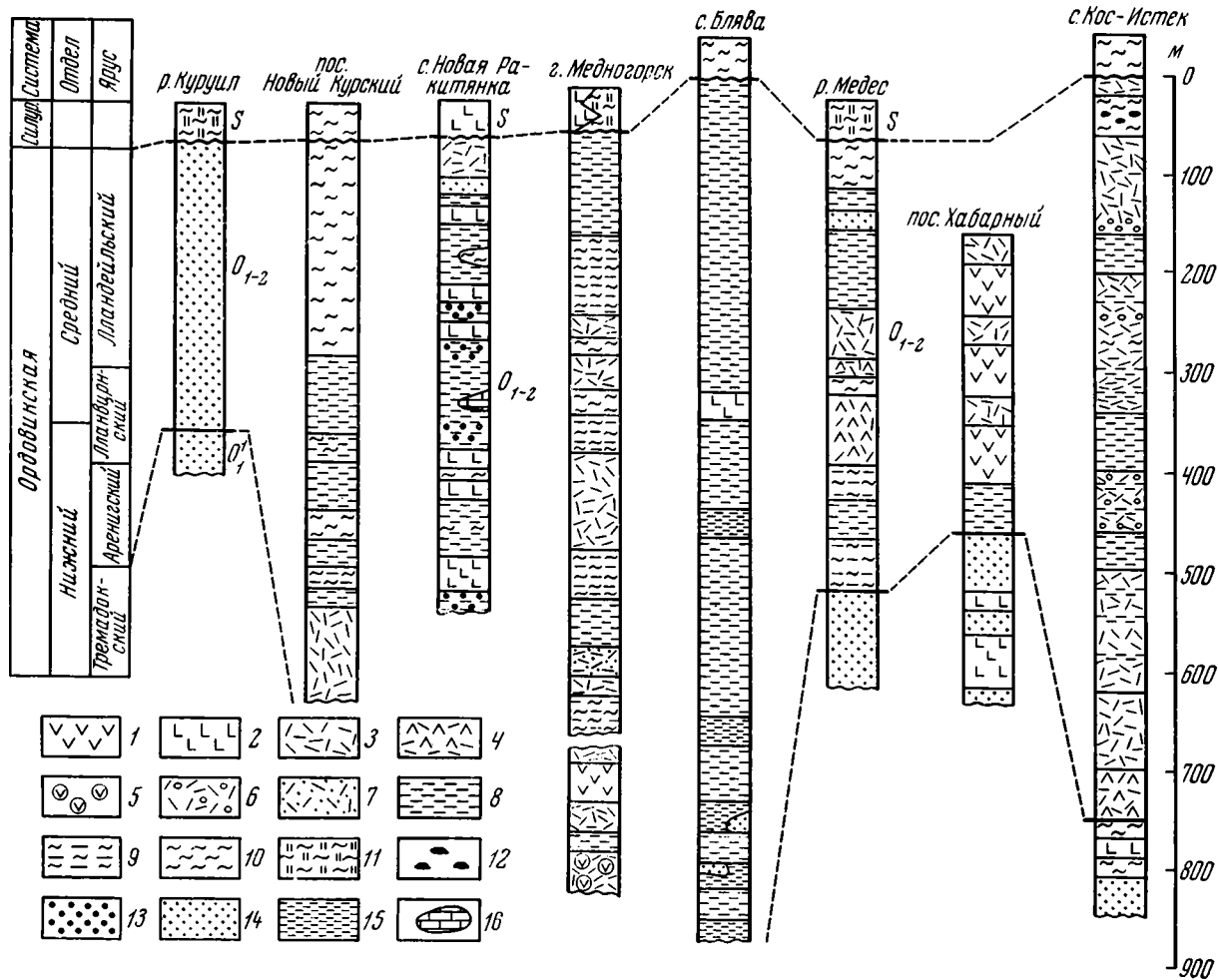
Фиг. 1. Схематическая карта выходов архей-ландейских отложений на юге Южного Урала и в Северных Мугоджарах

I—III — условно выделяемые участки с различным составом архей-ландейских отложений: *I* — центральный, *II* — южный, *III* — северный.

1 — выходы архей-ландейских отложений; *2* — изученные разрезы (цифры на карте): *1* — куруильский, *2* — новокурский, *3* — новоказанский, *4* — новодемьяновский, *5* — новоракитянковский, *6* — раkitянковский, *7* — блявинский, *8* — медногорский, *9* — кидрясовский, *10* — михайловский, *11* — медесский, *12* — губерлинский, *13* — хабарнинский, *14* — кос-истекский, *15* — карабутакский, *16* — обособленная известняковая глыба

условно, по подошве относимых нами к силуру очень мощных покровов спилитов и диабазов и пачек черных кремней (фтанитов), залегающих иногда с видимым угловым несогласием на ордовикских породах. Фтаниты и битуминозные глинисто-кремнистые сланцы широко распространены среди отложений силурийского периода и не встречаются в кураганской свите. Такое расчленение разреза нижнего палеозоя вполне согласуется с данными геологических карт, составленными предыдущими исследователями, проводившими геологическую съемку на западном склоне Южного Урала и в Северных Мугоджарах.

Можно выделить три неравнозначных по площади участка, в пределах которых архей-ландейские отложения имеют различный облик



Фиг. 2. Разрезы арениг-лландейских отложений Южного Урала и Северных Мугоджар

1 — альбитофиры; 2 — диабазы; 3 — туфы плагиолипаритового состава; 4 — туфы андезитового состава; 5 — туфовые агломераты; 6 — вулканомиктовые конгломераты; 7 — туфогенные песчаники; 8 — туфогенные аргиллиты; 9 — кремнистые туффиты; 10 — яшмы и кремни; 11 — «граптолитовые» сланцы; 12 — марганцевые руды; 13 — марганецсодержащие кремнистые конкреции; 14 — песчаники и алевролиты; 15 — аргиллиты; 16 — линзы известняков

и частично состав. Первый, самый обширный участок (см. фиг. 1) расположен в центральной части изученного района (центральный участок). Второй участок (южный) расположен в районе крайних южных выходов ордовика, у излучины р. Кос-Истек. Здесь отложения, относимые к аренигу-лландейло, характеризуются рядом особых признаков, хотя по составу и облику они очень похожи на одновозрастные толщи центрального участка. Третий участок (северный) — район северных обнажений ордовика в Сакмарской структурно-фациальной зоне (верховья р. Куруил). Подробную характеристику отложений начнем с центрального участка, двигаясь по направлению с севера на юг.

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ УЧАСТОК

На северо-западе центрального участка ордовикские отложения обнажаются на правом берегу р. Сакмары узкой полосой, вытянутой от пос. Новый Курский до дер. Бискужы. Разрез кураганской свиты изучался в 0,7—1,0 км севернее пос. Новый Курский (см. фиг. 1, разрез 2), от р. Сакмары вверх по склону по направлению на запад и северо-запад. Ордовикские отложения здесь находятся в опрокинутом залегании, породы падают на юго-восток под углами 55—60° (азимут падения 110—130°). Стратиграфически выше с видимым угловым несогласием залегают грубослоистые желтовато-серые и серые кремни — очень мощный комплекс пород, относимых к силуру.

Разрез арениг-лландейльских отложений у Нового Курского состоит из трех частей (см. фиг. 2). Нижняя представлена главным образом туфами плагиолипаритового состава (видимая мощность 100 м), средняя — вишнево-красными туфогенными аргиллитами с пачками кремнистых туффитов (230 м) и верхняя — яшмами (190 м). Общая мощность (видимая) кураганской свиты 520 м.

Туфы нижней пачки обнажаются в виде невысокой гривки над поймой р. Сакмары. Цвет туфов варьирует от темно-серого до бирюзово-зеленого. Туфы тонкообломочные, с редкими прослоями псаммитовых туфов кварцевых альбитофигов. И. В. Хворова среди туфов нижней пачки обнаружила альбитофиры (устное сообщение).

Вишнево-красные туфогенные аргиллиты средней пачки менее крепкие, чем нижележащие туфы. Они большей частью задернованы и наблюдались вдоль дороги из Нового Курского в Бискужу и в многочисленных обнажениях на склонах западнее и северо-западнее дороги. Чаще туфогенные аргиллиты обнажаются только там, где они переслоены крепкими вишнево-красными и красно-коричневыми кремнистыми и яшмовидными туффитами.

Верхняя пачка яшм кураганской свиты обнажена относительно хорошо, и видно, как пакеты яшм разделены тонкими прослоями туфов андезитового состава. Строение этой толщи, характер чередования пород можно увидеть в обнажении на склоне гряды в 2 км северо-западнее Нового Курского¹:

Мощность, м

1. Яшмы вишнево-красные, полосчатые, с редкими прослоями серых туфов андезитового состава	—
2. Яшмы розовые и вишнево-красные	10
3. Туфы андезитового состава, розовато-серые, плитчатые (2—3 см)	2,5
4. Яшмы вишнево-красные	2,5
5. Туфы зеленовато-серые, алевритовой размерности, горизонтально слоистые	0,6
6. Яшмы розовые	2,6
7. Туфы алевритовой размерности, вишнево-красные, раскалываются на тонкие плитки (2 см)	0,3

¹ Описание всех послойных разрезов дается в направлении снизу вверх.

8. Яшмы полосчатые, вишнево-красные и зеленые	5,0
9. Туфы псаммитовые	4,0
10. Яшмы вишнево-красные, с несколькими прослоями слоистых (мощность слоев 10—20 см) серых кремней	—

На широте Нового Курского, примерно на 20 км восточнее, расположен еще один район с выходами ордовика (см. фиг. 1, разрезы 3—5). Последовательность напластования пород кураганской свиты в этом районе отличается от описанной у Нового Курского. Подошву свиты и ее нижние горизонты автор наблюдал в верховьях р. Кураган у дер. Ново-Казанка.

На правом берегу р. Кураган, на пути следования от Ново-Казанки вниз по течению, обнажаются нижнепалеозойские породы, смятые в узкие (ширина 100—200 м) изоклинальные складки. Здесь обнажаются три комплекса пород различного возраста.

Нижний комплекс сложен филлитизированными глинистыми сланцами, темно-серыми кремнями и глинисто-кремнистыми сланцами, а верхние горизонты — диабазами и кварцевыми песчаниками. Породы сильно метаморфизованы, для сланцев характерен шелковистый блеск на плоскостях напластования, в некоторых местах породы пронизаны жилами молочно-белого кварца.

Средний комплекс представлен зеленовато-серыми туфогенными аргиллитами с линзами бирюзово-зеленых окремненных туфов и кремней. Среди туфогенных аргиллитов встречаются горизонты с включениями обломков пород нижнего комплекса: диабазов, песчаников и кремней. Размер обломков колеблется от нескольких сантиметров до 0,5 м. Нередко встречаются брекчии, состоящие из обломков зеленых туфов кислого состава.

В 1,3—1,5 км западнее Ново-Казанки на более древних отложениях с угловым несогласием залегают породы третьего комплекса: диабазы, плотные массивные кремни, битуминозные глинисто-кремнистые сланцы.

Вслед за А. В. Клочихиным (1949 г.) выделенные три комплекса пород автор относит соответственно к кембрию, ордовику и силуру. Ордовикский комплекс туфогенных аргиллитов представляет собой, по-видимому, самые нижние слои кураганской свиты, залегающей в этом районе на размытой поверхности кембрийских (?) отложений. Кидрясовских песчаников, легко узнаваемых по внешним признакам и обилию остатков тремадокской фауны, не обнаружено.

В районе Ново-Казанки было описано несколько небольших разрезов нижнего палеозоя. Один из них, составленный в 1,2 км западнее деревни, в 250 м северо-западнее слияния р. Кураган с самым крупным в ее верховьях правым притоком, приводится ниже:

	Мощность, м
1. Кремнистые сланцы серые, раскалывающиеся на плитки в 2—3 см	—
2. Диабазы	2
3. Задернованное пространство с высыпками аргиллитов	9
4. Аргиллиты желтовато-серые, тонкоплитчатые	4
5. Песчаники кварцевые, мелко- и среднезернистые	4
6. Туфогенные аргиллиты зеленовато-серые. В нижней части пачки много окатанных галек и слабо окатанных глыб кварцевых песчаников. В верхней части песчаники исчезают, но появляются слабо окатанные и неокатанные глыбы диабазов	35
7. Кремнистые туффиты зеленовато-серые	4
8. Туфогенные аргиллиты с уплощенными гальками и глыбами (до 0,5 м) диабазов и песчаников	10
9. Туфогенные аргиллиты с линзами брекчий, сложенных зелеными окремненными туфами кислого состава	7
10. Туфогенные аргиллиты с линзами бирюзово-зеленых туфов	12
11. Туфогенные аргиллиты. Среди них встречена линза тонконаслоенных серых кремней (длина 20 м, мощность в раздуже 14 м)	—

Слои 1—5 автор условно относит к кембрию, а 6—11 — к кураганской свите. Формирование горизонтов с включениями обломков диабазов и песчаников в аренигском веке происходило, вероятно, во время землетрясений, в результате которых глыбы и галька из базальных конгломератов соскальзывали по склонам поднятий и захоронялись пирокластическим материалом. На ту же мысль наводят и широко распространенные в описанных толщах пачки брекчированных туфов.

Зеленые туфогенные аргиллиты нижних горизонтов кураганской свиты обнажаются и южнее Ново-Казанки, в верховьях р. Имельмы, на правом ее берегу, в 1,3—1,5 км ниже с. Ново-Демьяновка (см. фиг. 1, разрез 4). Но в этом районе контакт между кварцевыми песчаниками (с конгломератами и диабазами в верхней части) и зелеными туфогенными аргиллитами тектонический (комплексы разделяет вытянутая вдоль разлома полоса серпентинитов). Западнее этого места на ордовикские стложения несогласно налегают силурийские кремни и диабазы, и кураганская свита вновь обнажается только в 3 км ниже по течению р. Имельмы. В этом промежутке выходы арениг-лландейльских туфогенных аргиллитов наблюдаются лишь в одном месте — в 0,5 км восточнее развалин хутора Пантелеймоновского на правом берегу реки в ядре антиклинальной складки. Среди них встречаются уже пачки пород, окрашенные в красные тона, они переслоены зелеными туфогенными аргиллитами. А в туфогенных аргиллитах, обнаженных западнее (см. фиг. 1, разрез 5), зеленые разности уже почти не встречаются.

Общее погружение пород, замеченное при движении вниз по течению Имельмы, по направлению к Блявинской синклинали, по-видимому, приводит к тому, что на поверхности обнажаются все более высокие горизонты ордовика. Цвет туфогенных аргиллитов снизу вверх по разрезу меняется от зеленого до вишнево-красного.

Разрез кураганской свиты в районе с. Новая Ракитянка (см. фиг. 1, разрез 5) составлялся по западному крылу относительно крупной антиклинальной складки. Ядро ее (и начало разреза) находится на правом берегу Имельмы, в 450 м северо-западнее села. При движении вкострости слоев по направлению на запад и юго-запад от ядра антиклинали наблюдалась следующая последовательность напластования:

	Мощность, м
1. Туфогенные аргиллиты вишнево-красные, с мелкими (2—3 см) плоскими кремнистыми конкрециями	видимая 12
2. Диабазы	5
3. Задернованное пространство с высыпками туфогенных аргиллитов	12
4. Диабазы	4
5. Кремнистые породы серые, плитчатые	8
6. Диабазы. В кровле залегает короткая вздутая линза (0,8 м×3 м) голубовато-серых тонкослоистых кремней	5
7. Пропуск в обнажении	25
8. Серые кремни и желтовато-серые кремнистые туффиты	14
9. Задернованное пространство с высыпками вишнево-красных туфогенных аргиллитов	25
10. Туфогенные аргиллиты вишнево-красные, с прослоями яшмовидных туффитов в верхней части	20
11. Диабазы	30
12. Кремни серые, тонкослоистые	0,6
13. Диабазы	15
14. Туфогенные аргиллиты вишнево-красные, с прослоями кремнистых туффитов. В средней части — линзы вишнево-красных известняков (одна линза длиной 50 м и мощностью 2—3 м и несколько мелких линз)	52
15. Туфогенные аргиллиты зеленовато-серые, с круглыми (2—4 см в диаметре) кремнистыми марганецсодержащими конкрециями	40
16. Туфогенные аргиллиты вишнево-красные, некрепкие, слагают задернованные склоны. В средней части пачки наблюдаются диабазы (4—15 м) и линзы кремнистых туффитов (от 8×0,7 м до 10×3 м). В туфогенных аргиллитах найдено много мелких плоских (1—2 см) кремнистых конкреций	107

17. Диабазы. В кровле — темно-серые кремнистые породы (1 м)	12
18. Туфогенные аргиллиты вишнево-красные. В основании пачки залегают линзы массивных серых кремней. В туфогенных аргиллитах встречен прослой вишнево-красных полевшплатово-кварцевых песчаников (1,5 м)	20
19. Туфы альбитофиринов зеленые и серые, массивные, крепкие, тонкообломочные	видимая до 50

Далее к северо-западу обнажаются мощные покровы силурийских диабазов. Контакт с ордовикскими породами, возможно, тектонический. Общая мощность кураганской свиты у Новой Ракитянки превышает 450 м.

Следует упомянуть, что в ядре антиклинали среди туфогенных аргиллитов нижних слоев разреза встречены единичные глыбы кварцевых песчаников. Их появление вызвано, по-видимому, теми же причинами, что и появление горизонтов с включениями песчаников у Ново-Казанки.

Отложения кураганской свиты, развитые на правом берегу Имельмы, прорваны дайками и силлами крупнокристаллических диабазов.

В заключение разбора строения арениг-лландейльских отложений, развитых на северо-западе центрального района Сакмарской структурно-фациальной зоны (см. фиг. 1, разрезы 3—5), постараемся представить себе их идеальный сводный разрез. Он будет выглядеть следующим образом.

В основании кураганской свиты на кембрийских (?) песчаниках и диабазах залегают зеленые туфогенные аргиллиты. Среднюю часть разреза занимают вишнево-красные туфогенные аргиллиты, переслоенные покровами диабазов. Здесь же залегают линзы серых кремней и прослой красных яшмовидных туффитов. Венчают разрез ордовика туфы альбитофиринов. Последние широко распространены в районе к северо-западу от дер. Юмагузино 2. Там же среди них А. В. Клочихиным найдены альбитофиры.

Туфы, залегающие в верхней части ордовика, прослежены по направлению на юг до широты карьера у с. Ракитянка. Крайние южные их обнажения наблюдаются слева от дороги из Ракитянки в совхоз Саринский, в 3 км от Ракитянки (см. фиг. 1, разрез 6). Это зеленовато-серые, бирюзово-зеленые, светло-лиловые и вишнево-красные туфы альбитофиринов, тонкообломочные, с редкими маломощными прослоями вишнево-красных яшмовидных туффитов и яшм.

Южнее арениг-лландейльские отложения обнажаются в районе с. Блява (см. фиг. 1, разрез 7), вдоль железной дороги от пос. Харьковского до ст. Блява и далее на запад до области развития силурийских толщ (Блявинская синклиналь). Так же как при движении по правому берегу Имельмы, двигаясь с востока на запад вдоль железной дороги в районе Блявы, мы наблюдаем смятые в складки все более молодые ордовикские слои.

Арениг-лландейльские отложения здесь четко разделяются на две толщи. Нижняя представлена зелеными туфогенными аргиллитами с пачками обычных (терригенных) аргиллитов и редкими линзами кварцевых песчаников и алевролитов. Верхняя толща сложена вишнево-красными туфогенными аргиллитами с тонкими прослоями кремнистых туффитов, кремней, яшм. В нижней ее части встречен покров диабазов. Общая мощность ордовикских отложений у Блявы оценивается примерно в 900 м.

В зеленых аргиллитах нижней толщи А. В. Клочихин (1949 г.) нашел аренигские граптолиты: *Didymograptus* ex gr. *nickolsoni* Lapw., *D. aff. simulans* Ellis et Wood (определения А. М. Обути).

В кровле арениг-лландейльских отложений несогласно залегают нижние пачки силура — блявинская свита, по А. Д. Петровскому (1963 г.). Но в обнажениях северо-западнее Блявы контакт между



Фиг. 3. Обнажения туфов в районе г. Медногорска

ордовикскими и силурийскими отложениями — тектонический (с гипер-базитами).

Арениг-лландейльские отложения развиты также в 10—15 км западнее Блявы (см. фиг. 1, разрез 8). В 2 км западнее г. Медногорска, к югу от линии железной дороги Рысаево — Медногорск, в том месте, где железная дорога делает крутую дугу, обнажаются туфы и туфогенные аргиллиты (фиг. 3). Прослеживая массивные гряды туфов, можно увидеть, что породы в этом районе смяты в брахиантиклинальную складку, рассеченную продольными и поперечными разрывными нарушениями. Породы на крыльях стоят на голове, а свод складки осложнен небольшой синклиналью.

Ордовикские отложения у Медногорска представлены двумя толщами. По данным проведенной автором съемки, нижняя толща, залегающая в ядре складки, сложена туфами альбитофиров с прослоями туффитов, яшм и туфогенных аргиллитов, а верхняя — туфогенными аргиллитами. По мнению автора, представление, высказанное впервые А. В. Клочихиным, о том, что туфы в районе Медногорска залегают в синклинали выше красных туфогенных аргиллитов, является ошибочным.

Подробно разрез арениг-лландейльских отложений в районе Медногорска изучался в двух пунктах. Нижние пачки ордовика наблюдались в 2 км западнее Медногорска, в 0,5 км слева от дороги из Медногорска в Рысаево (через карьер), сверху вниз по склону. Здесь обнажаются:

	Мощность, м
1. Туфы альбитофиров вишнево-красные и зеленовато-серые, алевритовые, с прослоями псаммитовых туфов	видимая 35
2. Задержанный склон с высыпками вишнево-красных яшмовидных туффитов	60
3. Туфы алевритовые, сиренево-серые	10
4. Туфогенные песчаники вишнево-красные	30
5. Туфогенные аргиллиты вишнево-красные	45
6. Яшмовидные туффиты вишнево-красные	35
7. Туфы светло-зеленые, тонкообломочные	10

Переход по простирацию на 150 м юго-западнее, продолжение разреза наблюдается на гребне узкого меридионально вытянутого холма.

Мощность, м

8. Туфы светло-зеленые	видимая 1
9. Яшмы вишнево-красные	10
10. Туфы альбитофиров фиолетово-красные. Азимут простираения ССВ 15°.	
Породы стоят на голове	видимая 70

Продолжение разреза наблюдается справа от железной дороги при движении в сторону города (от блокпоста до устья тоннеля) по грядам и в придорожных выемках:

Мощность, м

11. Туфы альбитофиров фиолетово-красные	видимая 110
12. Кремнистые туффиты вишнево-красные	10
13. Яшмы красно-коричневые и серо-зеленые, полосчатые	10
14. Туфы альбитофиров бирюзово-зеленые и зеленовато-серые, тонкообломочные, отдельные пачки имеют брекчиевую текстуру (слагают высокую гривку)	26
15. Туфы кварцевых альбитофиров зеленые, псаммитовые	4
16. Яшмы полосчатые, переход от красно-коричневых к зеленым тонам постепенный	12
17. Туфы зеленые, тонкообломочные (гривка)	30
18. Туфогенные аргиллиты вишнево-красные, с прослоями крепких серых и вишнево-красных кремнистых туффитов	85
19. Туфогенные аргиллиты зеленые	80
20. Туфогенные аргиллиты вишнево-красные, в верхней части слоя зеленые	35
21. Силл диабазов	10
22. Серпентиниты	20
23. Задерновано	15
24. Фтаниты и диабазы силура	—

Суммарная мощность (видимая) арениг-ландейльских отложений у Медногорска превышает 660 м.

Еще одно обнажение вулканогенно-осадочных пород в районе Медногорска, относимых автором к ордовику, находится в 1 км восточнее с. Идельбаево. Здесь в выемках железной дороги обнажены туфовые агломераты с глыбами темно-серых альбитофиров. На них согласно залегают вишнево-красные туфогенные аргиллиты и бирюзово-зеленые туфы альбитофиров. На вершине холма над железной дорогой обнажаются туфогенные аргиллиты, туфы кварцевых альбитофиров и серые альбитофиры.

Структурно эти выходы представляют собой узкую надвиговую чешую. На них полого (по меридиональному надвику) надвинуты силурийские граптолитовые сланцы, обнаженные на восточной стороне выемки.

Вишнево-красные туфогенные аргиллиты до настоящего времени на западном склоне Южного Урала нигде, кроме ордовикских отложений, не обнаружены. Это позволяет комплекс пород в выемке у с. Идельбаево условно отнести к кураганской свите. Толща находится в основании сводного разреза в районе Медногорска (см. фиг. 2).

Контакт туфогенных аргиллитов верхней толщи ордовика и силурийских черных кремнистых сланцев наблюдался автором восточнее с. Рысаево, в выемке железной дороги. В верхних частях пачки кремнистых сланцев А. Д. Петровским (1963 г.) найден смешанный комплекс граптолитов лландовери и венлока: *Climacograptus retangulatus* M'Coу, *Pristograptus cf. concinnus* Lapw., *Monoclimacis* sp., *Octavites* sp.

Южнее и юго-восточнее Медногорска арениг-ландейльские отложения обнажаются у дер. Кидрясово и в районе с. Караколь-Михайловского.

У восточного края дер. Кидрясово (см. фиг. 1, разрез 9) расположена высокая гряда, простирающаяся на северо-восток, сложенная силу-

рийскими кремнистыми породами. Отложения силура смяты в синклинальную складку, они залегают на арениг-лландейльских туфогенных аргиллитах, обнаженных в ядрах антиклиналей, ограничивающих силурийскую синклинали с обеих сторон.

На правом берегу ручья, протекающего через Кидрясово, в 300 м севернее дороги Оренбург — Орск, наблюдается хорошее обнажение вишнево-красных туфогенных аргиллитов. Их видимая мощность превышает 350 м. Вероятно, эти слои кураганской свиты соответствуют верхней толще разреза у Медногорска.

Следует отметить, что породы аренига-лландейло, обнаженные западнее силурийской синклинали, несколько отличны от описанных выше. Они представлены кремнистыми и яшмовидными туффитами с прослоями вишнево-красных туфогенных аргиллитов. Верхняя толща аренига-лландейло, по-видимому, претерпевает некоторые латеральные изменения по направлению на юг и юго-запад от Медногорска. Пепловый материал становится очень тонким, количество его уменьшается, но возрастает роль кремнистых накоплений.

Если верхняя граница кураганской свиты в районе Кидрясова устанавливается легко, то ее подошву и нижние горизонты автору наблюдать не удалось. Мнение А. В. Клочихина о постепенном переходе между песчаниками кидрясовской свиты и туфогенными аргиллитами кураганской свиты, со ссылкой на обнажения в районе Кидрясова, является ошибочным. Как известно (Петровский, Хабаков, 1960 г.), в этом районе обнажены лишь нижние пачки кидрясовской свиты, тогда как верхние слои тремадока отсутствуют.

Вероятнее всего, что в этом районе контакт между тремадокскими и арениг-лландейльскими отложениями тектонический. Либо следует предположить существование древнего преаренигского размыва, в результате которого из разреза выпала верхняя часть кидрясовской свиты. Помимо неполноты разреза тремадока, других признаков такого размыва в районе Кидрясова не обнаружено.

Нижними горизонтами кураганской свиты, возможно, являются зеленые туфы альбитофиров, залегающие западнее и северо-западнее обнажения кембрийских известняков (в 4 км северо-западнее Кидрясова). Эти туфы были отнесены к ордовику А. Д. Петровским и А. В. Хабаковым (1960 г.), они очень похожи на такие же породы из нижней толщи кураганской свиты у Медногорска, а также на ордовикские туфы других районов юга Южного Урала.

Заслуживают внимания выходы кураганской свиты, расположенные восточнее и юго-восточнее Кидрясова, у с. Караколь-Михайловского (см. фиг. 1, разрез 10).

В 2 км западнее с. Караколь-Михайловского у переезда дороги через р. Караколь расположены выходы известняков, выделенных геологами группы Н. К. Разумовского (Войнова и др., 1941) в киндерлинскую свиту лландейльского возраста. В дальнейшем А. Д. Петровским и А. В. Хабаковым (1960 г.) в этом месте были повторены сборы трилобитов и брахиопод, определение которых позволило датировать возраст известняков как нижнелландейльский.

Автором настоящей работы в известняках у р. Караколь также были найдены трилобиты, среди которых М. Н. Чугаева определила: *Cydonocerphalus* sp., близкий к *Cyd. prolificus* (Bill), описанному в 1865 г. на Западном Ньюфаундленде; *Illaenus* sp., близкий к *Illaenus tschernyschewae* Lis.; *Kawina* sp., *Microparia* sp. indet.

По характеру фауны вмещающие известняки не древнее лланвирна и не моложе нижнего лландейло (средний ордовик).

Таким образом, данные геологов группы Н. К. Разумовского о наличии на Южном Урале слоев нижней части среднего ордовика

подтверждены последующими исследованиями, особенно убедительно это сделано А. Д. Петровским и А. В. Хабаковым. Однако нельзя согласиться с выводами этих исследователей относительно условий залегания известняков в районе р. Караколь.

Кроме известняков здесь распространены еще три литолого-стратиграфических комплекса. На правом берегу ручья, впадающего в левый исток р. Караколь, обнажены два из них: кидрясовские песчаники с фауной тремадока и несогласно залегающие на них светло-серые и бурокоричневые грубослоистые кремни силура. Выходами третьего комплекса занята расположенная западнее водораздельная полоса между обоими истоками р. Караколь, простирающаяся от выходов известняков до с. Караколь-Михайловского. Последний комплекс сложен серыми (на поверхности вишнево-красными) слоистыми кремнистыми туффидами с прослоями яшм и тонкооскольчатых вишнево-красных туфогенных аргиллитов. Он относится всеми исследователями на основании литологического сходства к кураганской свите.

Если считать, что лландейльские известняки залегают нормально, в кровле кураганской свиты близ оси синклинали складки (как это считают А. Д. Петровский и А. В. Хабаков), то тогда трудно объяснить наблюдаемые взаимоотношения этих известняков с кидрясовскими песчаниками. Известняки, являющиеся самыми молодыми слоями кураганской свиты, залегают на контакте кидрясовской и кураганской свит, т. е. в основании последней. Причем направление падения слоев кидрясовской и кураганской свит одинаковое — западное.

Кроме самой большой (30×15 м) глыбы известняков автор наблюдал еще три меньших размеров (в двух найдены остатки фауны нижнего лландейло). Одна из них залегают непосредственно на тремадокских песчаниках. Все глыбы известняков расположены неподалеку от обнажений кремней силура.

Анализ элементов залегания нижнепалеозойских пород в районе Караколь-Михайловского привел автора к следующим выводам.

1. Породы ордовика смяты в крупную антиклинальную складку, в ядре которой залегают песчаники кидрясовской свиты.

2. Водораздел между истоками р. Караколь сложен породами кураганской свиты, долина левого истока проходит по контакту тремадокских и арениг-лландейльских отложений. Водораздел представляет собой осложненное периклинальное замыкание антиклинали, по направлению с востока на запад к с. Караколь-Михайловскому обнажаются все более молодые слои кураганской свиты.

3. На тремадокские песчаники и арениг-лландейльские породы, как и в других районах, несогласно ложатся силурийские кремни.

4. Палеонтологически охарактеризованные самые молодые породы ордовика представлены известняками, залегающими в виде «экзотических» глыб вблизи контакта силурийских и более молодых отложений. Возможно, что появление этих глыб связано с соскальзыванием известняковых линз по склонам поднятий во время предсилурийского размыва.

Следует отметить, что состав кураганской свиты в рассмотренном районе отличен от ее состава в других пунктах. Основную роль здесь играют кремнистые породы (туффиты), туфогенные аргиллиты развиты лишь в нижней части свиты, а туфы совсем отсутствуют.

Видимая мощность арениг-лландейльских отложений у Караколь-Михайловского оценивается в 350—400 м.

Юго-восточнее Караколь-Михайловского, в районе г. Новотроицка (см. фиг. 1, разрез 13), нижнепалеозойские отложения были детально изучены Н. П. Херасковым и Е. Е. Милановским (1953). Эти авторы в районе пос. Хабарного к кураганской свите отнесли желтовато-серые и

голубовато-серые альбитофиры с прослоями их туфов, залегающие на булатской свите тремадока (аналогичной по возрасту кидрясовской свите). В низах кураганской свиты иногда наблюдаются зеленовато-серые туфогенные аргиллиты. Видимая мощность арениг-лландейльских отложений 300—400 м.

Западнее Хабарного, в 10 км южнее долины р. Урал, по правому берегу р. Медес (на протяжении 1 км к югу от слияния рек Медес и Косагач), обнажаются туфы среднего и кислого состава и вишнево-красные аргиллиты (см. фиг. 1, разрез 11). Этот комплекс на карте, составленной геологами Кос-Истекской партии (1952 г.), отнесен к верхнему кембрию. Но в статье Н. П. Хераскова и Е. Е. Милановского (1953) и в отчете А. Д. Петровского и А. В. Хабакова (1960 г.) возраст этих отложений датируется как арениг-лландейльский. Первые два автора назвали вулканогенно-осадочные отложения района Медеса «кураганской свитой терекского типа».

Проведенная автором настоящей работы детальная съемка водораздела между Медесом и Косагачем полностью подтвердила правильность выводов упомянутых авторов об ордовикском возрасте обнаженного в этом районе комплекса. Силурийские, ордовикские и кембрийские (?) отложения обнажены в пределах трех блоков, разграниченных крупными широтными и диагональными разломами. Блок с выходами ордовика (водораздел) в целом наклонен к северу, породы смяты в брахиантиклинальную складку, осложненную левым сдвигом. Юго-западная часть складки смещена к северо-западу по ограничивающим ее разрывным нарушениям (здесь наблюдается динамопара — сочетание сдвига с надвигом).

Возраст вулканогенно-осадочных пород юго-восточного блока не может быть кембрийским, так как они залегают выше палеонтологически охарактеризованных песчаников тремадока. Последние обнажаются в южной части блока, где они слагают северное крыло еще одной антиклинали. В конкрециях среди терригенных пород кидрясовской свиты А. Д. Петровским и А. В. Хабаковым были найдены остатки фауны верхнего тремадока (трилобиты и брахиоподы). Выше этих слоев залегают песчаники коричневатого-серые и темно-серые, отдельные их прослои обогащены пирокластическим материалом основного состава. Автором найдены в них *Obolus razumovski* Legm. (определения О. Н. Андреевой).

В 1 км южнее слияния Медеса и Косагача, у подножья водораздельной возвышенности, виден контакт кидрясовской и кураганской свит. Вулканогенно-осадочные отложения последней залегают на слоях верхнего тремадока с резкой границей, без признаков размыва.

Таким образом, возраст верхнего комплекса датируется как арениг-лландейльский на основании его залегания выше верхнетремадокских слоев и большого литологического сходства с породами кураганской свиты, распространенными в более северных районах. Комплекс не может быть и силурийским, так как отложения силура, представленные типичными для него породами (фтаниты, граптолитовые сланцы), залегающими несогласно на более древних толщах, обнажаются поблизости.

Сводный разрез нижней части арениг-лландейльских отложений, составленный автором в разных частях брахиантиклинальной складки на правом берегу Медеса, выглядит следующим образом:

	Мощность, м
1. Песчаники верхнего тремадока	—
2. Яшмовидные туффиты кирпично-красные, постепенно переходящие в туфогенные аргиллиты. В верхах линзы темно-красных яшм и серых кремней	57
3. Туфогенные аргиллиты вишнево-красные, с прослоями кремнистых туффитов	70

4. Туфы коричневато-серые, андезитового состава	78
5. Кремни и кремнистые туффиты, вишнево-красные	17
6. Туфы альбитофиров зеленовато-серые, тонкообломочные, очень крепкие, с раковистым изломом (бронируют склоны водораздела между реками Медес и Косагач)	40
7. Туфогенные аргиллиты вишнево-красные	40
8. Туфы альбитофиров бирюзово-зеленые, переслоенные вишнево-красными и зелеными туфогенными аргиллитами	15
9. Туфогенные аргиллиты вишнево-красные	20
10. Туфы альбитофиров бирюзово-зеленые	14
11. Яшмы темно-красные, тонкослоистые (2—3 см)	2
12. Туфогенные аргиллиты вишнево-красные	30
13. Песчаники красно-коричневые, кварцевые, среднезернистые до крупнозернистых, с линзами псаммитовых туфов кварцевых альбитофиров	40
14. Кремнистые туффиты и туфогенные аргиллиты	видимая 45

Видимая мощность нижней части арениг-лландейльских отложений, обнаженных по правому берегу р. Медес, достигает 470 м.

Более высокие горизонты кураганской свиты обнажаются на правом берегу р. Тереклы, в 1 км выше слияния рек Медес и Косагач. Здесь при движении от реки на восток наблюдается следующий разрез:

Мощность, м

1. Туфы альбитофиров очень крепкие, зеленые, тонкообломочные, окремненные, с прослоями туфов алевритовой размерности	видимая 50—60
2. Переслаивание туфов кварцевых альбитофиров и вулканомиктовых конгломератов. Туфы гравийной размерности и конгломераты слагают пачки мощностью 5—7 м. Между ними залегают 10—15-метровые пачки переслаивания очень крепких тонкообломочных туфов (дающих небольшие гравки — 1,0—1,5 м) и менее крепких туфов псаммитовой размерности. В последних обломки представлены кварцем, плагноклазами и зелеными туфами. Вулканомиктовых конгломератов относительно мало, они сложены окатанными обломками кварцевых альбитофиров	200
3. Задернованный склон с редкими обнажениями бирюзово-зеленых туфов с линзами (20×0,7 м) туфогенных песчаников	200
4. Туфы кварцевых альбитофиров, подобные описанным в слое 3. В верхней части встречено несколько прослоев (мощностью в 1,5—2,0 м) зеленых и один прослой вишнево-красных туфогенных аргиллитов	100

Восточнее обнажаются черные древние сланцы, выходы которых отделены от ордовикской туфовой толщи зоной разлома.

Особенностями кураганской свиты в районе рек Медеса и Тереклы являются: 1) появление в нижних частях свиты кремнистых пород и туфов среднего состава; 2) наличие пачек туфов и туфогенных аргиллитов, не обособленных друг от друга, как в более северных районах, а чередующихся по всему разрезу; 3) изменение вверх по разрезу состава пирокластических продуктов, преобладание в более высоких горизонтах туфов альбитофиров и кварцевых альбитофиров; 4) появление, хотя и в незначительном объеме, вулканомиктовых конгломератов, не встреченных ни в одном из описанных выше разрезов изученного района.

Более высокие горизонты ордовика, наиболее молодые из сохранившихся в этом районе, обнажаются в ядрах мелких антиклиналей на левобережье р. Урал, в 6—12 км западнее р. Тереклы.

Так, например, узкая антиклиналь (ширина не превышает 250 м), расположенная на правом берегу ручья Кызыл-Тас-сай, в 2 км южнее пос. Кок-Тугай, сложена красновато-бурыми диабазами и яшмами. Видимая мощность залегающих в ядре диабазов достигает 40 м. Яшмы на западном крыле складки находятся в опрокинутом залегании (азимут падения В 90°, $\angle 25^\circ$). Они не слагают выдержанного горизонта, а залегают в виде линз длиной до 30 м (расстояние между линзами достигает 40 м) и мощностью в раздувах 1,5—3,0 м. Эти яшмы — вишнево-красные слоистые (10—15 см) сильно омарганцованные породы. На

том же западном крыле, ближе к южной периклинали складки, между яшмами и диабазами залегает линза зеленовато-серых кремнистых туффитов. На восточном крыле слоистые яшмовидные кремнистые породы лежат непосредственно на красновато-бурых диабазах (азимут падения ВСВ 110° , $\angle 70^\circ$).

Стратиграфически выше яшмового комплекса залегает толща диабазов, хорошо обнаженная на западном крыле и хуже на восточном. Эти диабазы внешне сильно отличаются от нижележащих эффузивов, к тому же с ними часто ассоциируют линзы кремнистых пород, похожих на измененные фтаниты. Эта толща широко распространена в районе, расположенном восточнее р. Тереклы, яшмы в ней совсем не встречаются. Еще выше (в 300 м восточнее оси описываемой складки) залегают основные эффузивы с прослоями кремнистых сланцев, содержащих граптолиты венлока (по данным Н. И. Леоненок, Х. С. Розман и Р. А. Сегедина).

Аналогичная антиклиналь с красновато-бурыми диабазами и яшмами в ядре обнаружена на правом берегу Кызыл-Тас-сая. Яшмы, слагающие линзы мощностью в раздувах 1,5—2,0 м и протяженностью 100—200 м, по простиранию переходят в вишнево-красные кремнистые туффиты — типичные породы кураганской свиты. Красные яшмы и подстилающие их кремнистые туффиты обнажаются также в 3 км южнее аула Суграла. Этими породами сложена вершина субмеридионально вытянутого холма — небольшая гребневидная антиклиналь (азимут падения пород на крыльях СВ 20° , $\angle 50^\circ$ и ЮЗ 240° , $\angle 50^\circ$). Мощность яшм в этом месте 5—6 м. Западнее и восточнее стратиграфически выше яшм в относительно крупных синклиналях залегает мощная толща диабазов с линзами фтанитоподобных кремней — сугральной свита силура, по Н. И. Леоненок (лландовери-венлок).

Границу между ордовикскими и силурийскими отложениями в рассматриваемом районе, по-видимому, целесообразно проводить по кровле яшм, относя комплекс с вишнево-красными туффитами (яшмы, красновато-бурые диабазы и кремнистые туффиты) к кураганской свите и условно считая диабазовую толщу с линзами фтанитоподобных пород (низи сугральной свиты) лландоверийской. Этому не противоречат находки венлокских граптолитов в вышележащих слоях.

Примерно такое же взаимоотношение рассматриваемых комплексов наблюдается в более северном районе, в 3,5 км северо-западнее аула Сартугай (см. фиг. 1, разрез 12). На правом берегу р. Урал, к востоку от р. Сухой Губерли, обнажаются три комплекса отложений: нижний, средний и верхний. Нижний представлен главным образом вишнево-красными яшмами, средний — диабазами, а верхний — фтанитами. Помимо яшм, в составе самого древнего комплекса присутствуют вишнево-красные туфогенные аргиллиты, диабазы и марганцевые руды. В среднем, диабазовом, комплексе встречено небольшое количество темно-зеленых и черных аргиллитов. Верхний комплекс содержит прослойки плитчатых фтанитов, заключающих остатки силурийских граптолитов. Нижний комплекс, вероятно, является верхней частью арениг-лландейльских отложений, в то время как вышележащие толщи силурийские.

Как мы видим, изменения в составе рассматриваемых комплексов по сравнению с описанными выше аналогичными толщами на левом берегу р. Урал заключаются в следующем: среди яшм нижнего комплекса появляются плоские конкреции и мелкие линзы марганцевой руды, а венлокские эффузивы и граптолитовые сланцы более южного района размещаются на правом берегу р. Урал исключительно фтанитовыми толщами. По-прежнему в составе арениг-лландейльского комплекса присутствуют красновато-бурые диабазы и, так же как и на юге, похожими на них по составу, но сильно отличающимися по внешнему виду и струк-

туре эффузивами сложена нижняя часть силурийских отложений в Губерлинском районе. Следует подчеркнуть увеличение мощности яшм, достигающей 100 м, только в той части, где они содержат марганцевые руды.

Структурно район левобережья р. Сухой Губерли представляет собой часть крупной антиклинали с хорошо сохранившимся восточным крылом (фтаниты), прорванной в ядре серпентинитами. Последние занимают километровое пространство между руслом реки и сложенной яшмами возвышенностью. Силурийский диабазовый комплекс выходит на поверхность восточнее оси складки, в то время как к западу от нее диабазы почти полностью уничтожены интрузией и их выходы можно наблюдать лишь на двух небольших по площади участках, сохранившихся в поле серпентинитов. На левом берегу Сухой Губерли, в 1,2 км выше устья, в окружении серпентинитов находится обнажение сильно измененных фтанитов — останец верхнего комплекса на западном крыле антиклинали.

Ось складки проходит в субмеридиональном направлении, примерно в 1 км восточнее устья Сухой Губерли, причем на довольно коротком расстоянии, судя по залеганию яшм, азимут ее простирания непрерывно меняется. Сначала юго-западные румбы сменяет меридиональное направление, затем ось складки вновь поворачивает на юго-запад, а у р. Урал ее простирание становится уже юго-восточным. Расстояние между переклиналями в той части складки, которая сложена породами ордовика, не превышает 2 км. Наибольшая ширина полосы выходов яшмового комплекса, сохранившегося после внедрения серпентинитов, составляет всего 400 м. При движении с севера на юг можно заметить, как осевая плоскость дважды меняет наклон с северо-западного на юго-восточный; таким образом, северная часть складки оказывается опрокинутой на юго-восток, а южная — на северо-восток.

Марганцевое рудопроявление расположено в северной части складки на ее восточном крыле. Большая часть западного крыла, как указывалось выше, уничтожена интрузией, но среди яшм в сохранившейся его части (находящихся в опрокинутом залегании — азимут падения ЮВ 140°) обнаружен небольшой покров диабазов. Более молодые горизонты ордовика наблюдаются на южной переклинали в обрыве правого берега р. Урал, где обнажена в опрокинутом залегании безрудная 20-метровая пачка вишнево-красных тонкоплитчатых пород, представляющая собой чередование яшм (мощность слоев от 1 до 5 см) и туфогенных аргиллитов.

Таким образом, верхние горизонты арениг-лландейльского комплекса, обнаженные на обоих берегах р. Урал в районе нижних течений Кызыл-Тас-сая и Сухой Губерли, сложены яшмами, определенной разновидности диабазов, кремнистыми туффитами и туфогенными аргиллитами. Характерными особенностями являются, во-первых, как и в других разрезах кураганской свиты, красный цвет пород и, во-вторых, присутствие среди них в Губерлинском районе марганцевых руд.

Описание выходов в Губерлинском районе заканчивается характеристика арениг-лландейльских отложений центрального участка.

ЮЖНЫЙ УЧАСТОК

В пределах южного участка рассматриваемые отложения хорошо обнажены в немногих пунктах — районе слияния рек Кос-Истек и Джаксы-Каргала (см. фиг. 1, разрез 14) и в верховьях р. Кара-Бутан (см. фиг. 1, разрез 15).

По поводу стратиграфического положения интересующего нас комплекса в Северных Мугоджарах в литературе нет единого мнения. Еще в 1935 г. А. В. Хабаков отнес к ордовику довольно мощную толщу зеленых

туфов, обнаженных в районе р. Кос-Истек. В дальнейшем Н. И. Леоненко (1955) описала этот комплекс среди кембрийских отложений под названием «кос-истекской свиты». А в работе А. Д. Петровского и А. В. Хабакова (1960 г.) эти толщи вновь выделены в ордовикскую «свиту кремнистых туфов и альбитофиров».

Для выяснения стратиграфического положения комплекса зеленых туфов и составления подробного разреза автором была проведена крупномасштабная съемка района излучины р. Кос-Истек. В результате было выяснено, что в этом районе развито три возрастных комплекса.

Наиболее древний возрастной комплекс, тремадокский, состоит из двух пачек. Нижняя представлена палеонтологически охарактеризованными песчаниками кидрясовской свиты, выходящими на поверхность в небольших узких антиклиналях. В них найдены тремадокские брахиоподы *Tritoechia* sp. и *Alimbella armata* Andr. (определения О. Н. Андреевой). Верхняя пачка сложена порфиритами, диабазами, кремнями и яшмами куагачской свиты (верхний тремадок).

На тремадокских отложениях с резкой границей, но без признаков размыва залегает комплекс вулканогенно-осадочных отложений, выделенный А. Д. Петровским и А. В. Хабаковым в «свиту кремнистых туфов», а Н. И. Леоненко — в кос-истекскую свиту. Контакт куагачской свиты с вышележащим вулканогенно-осадочным комплексом наблюдался автором в двух пунктах: на юго-востоке района, в 400 м от р. Кос-Истек, на правом ее берегу, и на юго-западе, в 600 м северо-западнее места впадения Кос-Истека в Джаксы-Каргалу.

Третий комплекс — фтаниты и диабазы, залегающие на предыдущем комплексе отложений. Эти породы отнесены Н. И. Леоненко к силуру.

Арениг-лландейльский возраст вулканогенно-осадочных отложений, слагающих возвышенность в районе излучины Кос-Истека, определяется их залеганием между верхами тремадока и силурийскими образованиями. Кроме того, нельзя не принимать во внимание наличие в составе этого комплекса вишнево-красных туфогенных аргиллитов — характерных пород для кураганской свиты северных районов.

Возвышенность в районе излучины, сложенная ордовикскими породами, представляет собой периклинальное замыкание очень крупной брахиантиклинали (ее северо-восточное погружение).

Разрез арениг-лландейльских отложений составлялся на правом берегу Кос-Истека, в 8—10 км южнее одноименного поселка. Вдоль реки по направлению с юго-запада на северо-восток здесь наблюдалась следующая последовательность слоев:

	Мощность, м
1. Песчаники тремадокского яруса	видимая 5—10
2. Кремни, яшмы и диабазы куагачской свиты (верхний тремадок)	5(1)—6(1)
3. Туфы псаммитовые смешанного состава	9
4. Туфы псаммитовые андезитового состава, темно-зеленые	42
5. Вулканомиктовые брекчии, состоящие из обломков бирюзово-зеленых туфов	12
6. Туфы альбитофиров тонкообломочные, крепкие (бронируют склоны)	10
7. Вулканомиктовые брекчии	19
8. Туфы альбитофиров серые, тонкообломочные, окремненные. Наиболее крепкие, массивные разности выступают на поверхности в виде гривок (до 10 м мощности)	60
9. Ритмичное чередование темно-зеленых неплотных туфогенных аргиллитов и туфов альбитофиров серо-зеленых и бирюзово-зеленых, тонкообломочных, окремненных. Пачки туфогенных аргиллитов мощностью от 0,5 до 9,0 м переслоены очень крепкими массивными туфами (1,5—6,0 м)	50
10. Туфогенные аргиллиты коричневые, с редкими прослоями бирюзово-зеленых тонкообломочных туфов	40
11. Туфы альбитофиров псаммитовые, с прослоями туфогенных аргиллитов (0,2—0,3 м)	8
12. Вулканомиктовые песчаники грубозернистые	10
13. Туфогенные аргиллиты вишнево-красные	6
14. Вулканомиктовые гравелиты	8

15. Туфогенные аргиллиты темно-зеленые, с несколькими прослоями (0,2—0,3 м) туфогенных песчаников	26
16. Вулканомиктовые конгломераты с обломками туфов кварцевых альбитофиринов	12
17. Туфогенные аргиллиты с прослоями вулканомиктовых конгломератов (1,5—2,0 м)	39
18. Задернованный участок с высыпками туфогенных аргиллитов	50
19. Туфы альбитофиринов. В верхней части появляются прослои зеленых и вишнево-красных туфогенных аргиллитов	61
20. Яшмовидные туффиты слоистые (15—20 см), цвет меняется от бирюзово-зеленого до вишнево-красного	12
21. Вулканомиктовые конгломераты	17
22. Туфы и туфогенные аргиллиты	29
23. Туфогенные аргиллиты оливково-зеленые, в верхней части слоя вишнево-красные	25
24. Вулканомиктовые конгломераты	12
25. Переслаивание туфогенных аргиллитов, туфов альбитофиринов и вулканомиктовых брекчий	16
26. Яшмы красные, тонконаслоенные	10
27. Туфы альбитофиринов	14
28. Яшмы вишнево-красные, в средней части — марганцеворудные конкреции	26
29. Кремни серые, бронируют склон	3
30. Туфы альбитофиринов бирюзово-зеленые, прослои туфогенных аргиллитов и вулканомиктовых брекчий	20
31. Фтаниты силура	—

Мощность арениг-лландейльских отложений достигает 650 м.

Следует отметить ряд особенностей состава и строения рассматриваемых отложений в районе Кос-Истека.

1. Среди вулканогенно-осадочных образований встречено несколько прослоев вулканомиктовых конгломератов, сложенных обломками ордовикских туфов. Подобные образования нигде, кроме района Кос-Истека, в составе арениг-лландейльских пород в таком большом объеме не встречались.

2. В направлении от р. Кос-Иstek на северо-запад, а затем на юго-запад по крылу антиклинали наблюдалось выклинивание конгломератов, заметно менялась и последовательность напластования пачек пород. В этом же направлении уменьшаются мощности яшм и исчезают рудные марганцевые конкреции, а также уменьшается количество прослоев туфогенных аргиллитов, сформировавшихся при изменении пирокластических накоплений среднего состава. Марганцевые руды и яшмы выклиниваются также и в юго-восточном направлении (на левом берегу). Можно говорить о быстрой латеральной изменчивости арениг-лландейльских отложений этого района.

3. В туфах видна четко выраженная горизонтальная слоистость (фиг. 4), почти незаметная в более северных районах.

Особенностью данного района является своеобразное чередование слоев, наблюдаемое в некоторых частях разреза. Для примера можно привести описание последовательности слоев в одной из таких пачек

	Мощность, м
1. Туфы альбитофиринов светло-зеленые, окремненные, очень крепкие	10
2. Туфогенные аргиллиты темно-зеленые	6,0
3. Туфы альбитофиринов коричневато-серые, тонкообломочные, окремненные	2,0
4. Задерновано	1,5
5. Туфы альбитофиринов окремненные	0,5
6. Туфогенные аргиллиты темно-зеленые	3,0
7. Туфы грубослоистые	9,0
8. Туфогенные аргиллиты	3,0
9. Туфы	1,5
10. Туфогенные аргиллиты	0,5
11. Туфы	1,5
12. Туфогенные аргиллиты	0,5
13. Туфы	6,0
И т. д.	



Фиг. 4. Обнажения туфов в районе нижнего течения р. Кос-Истек

Химический и микроскопический анализы пород показали, что состав их неодинаков. Пирокластический материал тонкообломочных кремнистых туфов имеет кислый состав, тогда как темно-зеленые туфогенные аргиллиты возникли при изменении пеплов среднего состава. По всей видимости, пирокластический материал поставлялся из разных вулканических центров.

4. Появление марганцево-рудных конкреций в верхней части разреза — еще одна отличительная особенность кос-истекского участка.

Таким образом, хотя арениг-лландейльские отложения этого района по составу очень похожи на кураганскую свиту, несомненно, что образование осадков здесь происходило в условиях, несколько отличных от наблюдавшихся на центральном участке.

Верхние горизонты арениг-лландейльского комплекса обнажаются также на протяжении 2 км на обоих берегах р. Кара-Бутак (см. фиг. 1, разрез 15). Они выходят на поверхность из-под толщи силурийских фтанитов в брахиантиклиналях на правом берегу и почти целиком слагают пространства левобережья верховьев этой реки ниже пос. Кзыл-Флот. Здесь они представлены зелеными туфами альбитофиров, главным образом тонкообломочными и кремнистыми, с редкими пачками и прослоями зеленых туфогенных аргиллитов. Красноцветных туфогенных пород и яшм в этом районе в составе рассматриваемого комплекса не встречено.

Юго-восточнее с. Кос-Истек и юго-западнее с. Кемпирсай находится еще одно обнажение пород интересующего нас возраста (см. фиг. 1, разрез 16). Среди известняков в одной из двух глыб, обнаженных на правом берегу р. Ку-Агач, выделяются: 1) известняки светло-серые с розовым оттенком, мелкокристаллические; 2) известняковый конгломерат, галька плохо окатана; 3) известняки детритовые с остатками трилобитов и брахиопод; 4) известняки с примесью пеплового материала.

В известняках Н. И. Леоненок были собраны: *Lichas* sp., *Orthoceras* (?) sp., *Remoplecerides* sp., *Niobe* sp., *Harpides* sp., *Cyrtometopus*

aff. *tumidus* Ang., *Eobronteus* (?) sp. (определения Е. А. Балашовой). Комплекс фауны, по мнению Н. И. Леоненко, позволяет датировать возраст известняков как верхний арениг — нижний лландейло.

В статье Б. М. Келлера и Х. С. Розман (1961) приводятся уточненные определения трилобитов: *Leiagnostus alimbeticus* Balasch., *Trinodus angustiformis* Mc Coy, *Niobe laiviceps* Dalm., *Glaphurus trinodus* Balasch., *Harpides nanus* Balasch. Известняки, содержащие этот комплекс трилобитов, отнесены к аренигскому ярусу.

Автором настоящей работы в этих же известняках были найдены агностиды, относящиеся, по мнению Н. В. Покровской, к лланвирнскому ярусу ордовика.

Особо следует остановиться на условиях залегания известняков. Они лежат выше кидрясовских песчаников и перекрываются силурийскими кремнями, залегающими на более древних породах с угловым и азимутальным несогласием. Известняки с аренигской и лланвирнской фауной не имеют связи с толщей вулканогенно-осадочных отложений, распространенной на правом берегу р. Ку-Агач (куагачской свитой).

Появление «экзотических» известняковых глыб из самых молодых слоев ордовика, по-видимому, каким-то образом связано с несогласием в основании силура, к подошве которого они тяготеют как на правом берегу р. Ку-Агач, так и в районе р. Караколь. Возможно, эти известняки являются эрозийными останцами, сохранившимися после предсилурийского размыва, но перемещенными по склонам поднятий. Не исключены и другие представления, объясняющие залегание глыб, но несомненно, что, во-первых, они тяготеют к поверхности предсилурийского размыва и, во-вторых, их возрастом нельзя датировать породы, обнаженные поблизости.

Что касается возраста куагачской свиты, выделенной впервые Н. И. Леоненко, то он определяется по находкам органических остатков в трех линзах как верхнетремадокский (Леоненко, 1955). Отнесение Н. И. Леоненко единственного обнажения известняков с фауной более молодого возраста к куагачской свите недостаточно обосновано, и датировка возраста верхов этой свиты аренигом — низами лландейло вызывает сомнение.

Вот несколько фактов, которые следует учитывать при определении возраста куагачской свиты:

1) фауна, остатки которой найдены в линзах известняков среди пород свиты, имеет тремадокский возраст;

2) известняки с фауной аренига — лланвирна обнажены западнее антиклинали с кидрясовскими песчаниками в ядре, тогда как породы куагачской свиты залегают на ее восточном крыле;

3) в районе излучины р. Кос-Истек (см. фиг. 1, разрез 14) выше куагачской свиты лежит еще один досилурийский вулканогенно-осадочный комплекс, обе толщи резко обособлены друг от друга, в их составе почти совсем не повторяются одни и те же типы пород;

4) состав куагачской свиты сильно отличается от арениг-лландейльской кураганской свиты Южного Урала. Для первой характерны лавы (главным образом порфириты с трахитовой структурой основной массы), серые кремнистые породы, песчаники, нередко с косою слоистостью; для второй — вишнево-красные туфогенные аргиллиты и туфы альбитофиров (чаще зеленые). Из пород, часто встречаемых в обеих свитах, можно отметить лишь красные яшмы и диабазы.

Учитывая все это, автор считает, что куагачская свита является вулканогенным аналогом верхов кидрясовской свиты и включать ее в арениг-лландейльский комплекс вулканогенно-осадочных отложений нет оснований. Поэтому в данной работе куагачская свита среди арениг-лландейльских образований не рассматривается (см. табл. 1).

Если арениг-ландейльские отложения южного участка по составу подобны разновозрастным толщам из более северных районов (они лишь возникли в несколько иных условиях), то в крайних северных обнажениях Сакмарской зоны кураганская свита имеет заметно отличный состав.

Обнажения северного участка изучались в верховьях р. Куруил, на ее правом берегу (см. фиг. 1, разрез 1). Здесь на кидрясовских песчаниках залегает 250—300-метровая пачка кирпично-красных алевролитов. Контакт между ними наблюдался В. Н. Павлиновым (1937). В песчаниках в верховьях р. Куруил А. Д. Петровский (1963 г.) нашел тремадокские *Syphonotreata* sp. (определение О. Н. Андреевой).

На кирпично-красных породах с угловым несогласием залегают черные граптолитовые сланцы силура (Келлер, Бондаренко, 1956).

В самых низах силурийского комплекса автором были повторены сборы граптолитов. Найденные формы — *Climacograptus retangulatus* (Mc Coy), *C. scalaris* var. *normalis* Lapw., *Pristograptus* cf. *concinus* (Lapw.) — свидетельствуют, по заключению Т. Н. Корень, о средне-ландоверийском возрасте отложений.

Арениг-ландейльские отложения северного участка внешне очень похожи на вишнево-красные туфогенные аргиллиты — типичные породы кураганской свиты. Только под микроскопом можно определить, что они состоят из кварцевых обломков алевритовой размерности, погруженных в гидрослюдисто-гематитовую связующую массу. Весьма вероятно, что связующая масса в кварцевых алевролитах является измененным пепловым материалом, очень тонким, принесенным из вулканов, расположенных южнее этого района.

Алевролиты относительно некрепкие, они слагают задернованные пологие склоны с редкими обнажениями. Автором просматривались выходы на разных стратиграфических уровнях, и повсюду наблюдались однотипные красные алевролиты, переслоенные через 3—4 м зелено-вато-серыми алевролитами (мощность прослоев 5—15 см). Последние не наблюдались лишь в верхах комплекса.

Разрез в верховьях Куруила отличается от всех описанных выше большим количеством терригенного материала (кварц), отсутствием туфов и кремнистых пород.

Вначале говорилось о трудности прослеживания латеральных изменений в ордовикских отложениях на Южном Урале. Причинами этого являются разобщенность выходов при некоторой изменчивости разрезов, отсутствие фауны и выдержанных маркирующих горизонтов. Нельзя использовать для сопоставления разрезов и верхнюю границу ордовика вследствие существования предсилурийского размыва и налегания силурийских пород на разные горизонты ордовикских отложений.

Но все же сопоставление (хотя и грубое) арениг-ландейльских образований разных районов возможно, например, если сравнивать нижние 50—100 м кураганской свиты, принимая за репер ее подошву.

По направлению с юга на север (см. фиг. 1 и 2) можно наблюдать следующую последовательность в изменении состава самых нижних частей арениг-ландейльских отложений. На крайнем юге это туфы среднего и кислого составов (см. фиг. 1, разрез 14). Севернее, в районе широтного течения р. Урал (см. фиг. 1, разрез 11), нижние части разреза сложены туфогенными аргиллитами с прослоями кремнистых пород. В районе г. Новотроицка — с. Хабарного (см. фиг. 1, разрез 13) появляются альбитофиры. Далее к северу в низах разреза развиты кремнистые туффиты (см. фиг. 1, разрез 10). В районе Кидрясова, Нового Курского

(см. фиг. 1, разрез 2) и Медногорска (см. фиг. 1, разрез 8) в нижней части разреза залегают туфы альбитофиров, а у Блявы (см. фиг. 1, разрез 7) и в верховьях р. Кураган (см. фиг. 1, разрезы 3—5) — туфогенные аргиллиты. И, наконец, в самых северных выходах нижняя часть арениг-лландейльских отложений сложена кварцевыми алевролитами с примесью туфогенного материала (см. фиг. 1, разрез 1).

Приведенное выше сопоставление показывает, что в раннем арениге, по-видимому, существовало несколько вулканических очагов, одновременно питавших бассейн пирокластическим материалом. Накопления крупного пирокластического материала происходили поблизости от вулканических центров, тогда как тонкообломочный материал (ныне — туфогенные аргиллиты) откладывался в отдалении от них.

В некоторых районах можно наблюдать отложения, возникшие в непосредственной близости от вулканического жерла. Примером мест, удаленных в ордовикскую эпоху от вулканических центров, питавших бассейн пирокластическим материалом, являются районы Блявы, Караколь-Михайловского и верховьев р. Куруил. Своеобразие латеральных изменений, сильно зависящих от расположения вулканических центров и режима их деятельности, является одним из проявлений влияния вулканизма на седиментацию в данном районе.

Приведенный в этом разделе фактический материал показывает, что, несмотря на различие кураганской свиты и разновозрастных толщ на трех участках Сакмарской зоны, несмотря на некоторые латеральные изменения в пределах самих участков, арениг-лландейльские отложения на всей территории западного склона Южного Урала и Северных Мугоджар характеризуются единством состава и, как будет показано далее, происхождения. Обращает на себя внимание широкое развитие в них пирокластических образований, преимущественно кислого состава. В большинстве разрезов в различных соотношениях присутствуют туфы, туфогенные аргиллиты и кремнистые породы. Можно говорить о постоянном сонахождении этих типов пород. В то же время терригенные и карбонатные образования встречаются очень редко. Нельзя не отметить характерные красные и зеленые цвета пород, наблюдаемые почти повсеместно.

Арениг-лландейльский возраст отложений устанавливается на основании находок в них аренигских граптолитов и трилобитов лланвирна — нижнего лландейло, а также по их стратиграфическому положению между верхнетремадокскими и нижнесилурийскими (среднелландовейскими) образованиями.

Большое единство отложений рассматриваемого возраста подчеркивается резким отличием от них как вышележащих, так и нижележащих комплексов. Нижняя граница арениг-лландейльских отложений там, где удалось ее наблюдать, резкая и в некоторых местах с признаками размыва (у Новоказанки, Хабарного и в районах юго-восточнее и восточнее Кидрясова). Подстилающие отложения, будь то кидрясовская и куагачская свиты или более древние образования, литологически настолько отличны от арениг-лландейльских пород, что легко узнаются в поле, порой даже без изучения палеонтологических находок.

Как многократно упоминалось выше, повсюду на Южном Урале на арениг-лландейльских отложениях по очень ясной границе с размывом и угловым несогласием залегают силурийские толщи. И этот комплекс тоже невозможно спутать с нижележащим. При этом внутри кураганской свиты и разновозрастных ей отложений не обнаружено ни угловых несогласий, ни признаков сколько-нибудь значительных перерывов в осадконакоплении.

Все изложенное выше свидетельствует о том, что арениг-лландейльские отложения Южного Урала и Северных Мугоджар представляют собой своеобразный единый вулканогенно-осадочный комплекс.

ТИПЫ ПОРОД И ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЕ

Из приведенной характеристики вулканогенно-осадочного комплекса видно, что ведущее место в нем занимают вулканогенные породы, а собственно осадочные образования присутствуют в подчиненном количестве. Характерно, что многие породы, имеющие облик обычных осадочных, произошли в результате вулканической деятельности. Повторяющееся сонахождение аргиллитов и кремнистых пород с туфами уже заставляет предположить, что источником вещества для их формирования был единый вулканический процесс.

Однако этого еще недостаточно для восстановления генетической связи между вулканизмом и появлением характерного типа глинистых пород, кремней, яшм, кремнистых и яшмовидных туффитов. Чтобы понять эту связь, нужно изучить все эти типы пород, оценить количество пеплового материала в их составе, а также выявить ряды переходных пород между отдельными типами (например, ряды: туфы — туфогенные аргиллиты, туфогенные аргиллиты — кремнистые туффиты — яшмы и т. д.).

Для установления вулканического источника кремнезема необходимо попытаться найти какие-либо дополнительные факты, помимо постоянного совместного нахождения кремнистых и пирокластических пород в пределах всего вулканогенно-осадочного комплекса.

ЭФФУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Эти породы представлены разностями кислого и основного составов: альбитофирами и альбитовыми диабазами.

Альбитофиры. Среди этих пород выделяются две разновидности, различающиеся структурой основной массы. Первая — это альбитофиры с апофельзитовой структурой. Породы этой разновидности очень плотные, желтовато-серые и серые, с раковистым изломом. В них основная масса состоит из микрокристаллического кварца. Отдельные участки, подвергшиеся более интенсивной вторичной перекристаллизации, имеют микрогранитовую структуру. Из вторичных минералов под микроскопом также наблюдались мелкие зерна сфена, агрегаты лейкоксена и хлорита. Фенокристаллы очень редки и представлены альбитом. Размеры кристаллов не превышают $0,2 \times 0,4$ мм.

Альбитофиры другой разновидности имеют сферолитовую структуру. Они сложены соприкасающимися друг с другом сферолитами ($0,1—0,3$ мм), состоящими из радиально-лучистых срастаний альбита и кварца (табл. I, 1). В альбитофирах со сферолитовой структурой иногда встречаются вкрапленники альбита размером до 1 мм. Межсферолитовое пространство чаще всего заполнено микрозернистым кварцем с

Таблица 2

Химический состав арениг-ландейльских эффузивных пород (в %)

Порода	№ образца	Данные химического анализа														
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O+	H ₂ O-	CO ₂	C
Диабаз	731	47,46	2,86	13,15	5,17	8,70	0,54	5,83	6,99	4,06	0,11	0,18	3,58	0,92	0,02	0,05
»	1105	47,80	3,65	17,50	6,93	7,10	0,76	3,00	2,60	5,41	0,35	0,89	2,92	0,78	Нет	Нет
»	1165	45,26	1,66	12,58	8,72	6,29	2,53	3,44	7,70	1,66	0,10	0,08	5,79	1,31	1,46	0,05
Диабаз, по Р. Дели . . .	—	50,48	1,45	15,34	3,84	7,78	0,20	8,94	5,79	3,07	0,97	0,25	1,89	—	—	—
Базальт, по Р. Дели . . .	—	49,06	1,36	15,70	5,38	6,37	0,31	8,95	6,17	3,11	1,52	0,45	1,62	—	—	—
Альбитофир	283	79,66	0,26	10,36	1,42	0,60	0,08	1,65	Нет	4,16	0,70	0,02	0,41	0,18	0,34	0,08
»	301	79,21	0,27	10,57	1,24	0,54	0,03	0,88	0,36	4,58	0,11	0,05	1,79	0,40	0,02	0,16
»	1441	78,51	0,53	9,70	1,66	1,48	0,11	1,56	0,52	4,54	0,26	0,08	0,32	0,38	Нет	Нет
Липарит, по Р. Дели . . .	—	72,90	0,48	14,18	1,65	0,31	0,13	1,13	0,40	3,54	3,94	0,01	1,33	—	—	—
Кварцевый кератофир, по Р. Дели	—	75,45	0,17	13,11	1,14	0,66	0,29	0,83	0,34	5,88	1,26	0,18	0,69	—	—	—

Порода	№ образца	Числовые характеристики, по А. Н. Заварцкому												
		a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n	φ	t	Q	a/c
Диабаз	731	9,4	4,3	28,7	57,8	—	47,3	42,4	10,3	98,5	16,1	4,3	7,3	2,2
»	1105	13,0	3,9	22,7	58,5	17,4	6,20	20,6	—	96,0	27,8	5,3	11,0	3,3
»	1165	3,8	4,1	32,7	52,4	28,2	39,3	32,5	—	96,4	18,4	2,7	6,9	0,9
Диабаз, по Р. Дели . . .	—	8,8	6,2	25,9	59,6	—	42,5	38,8	18,7	81,7	12,8	2,2	3,6	1,3
Базальт, по Р. Дели . .	—	9,2	6,1	26,8	57,9	—	44,6	39,8	18,6	75,8	17,6	2,0	8,7	1,5
Альбитсфир	283	9,7	1,7	2,0	86,5	—	90,0	0	10,0	90,6	60,0	0,3	52,0	5,7
»	301	9,3	0,1	8,0	81,5	75,3	16,9	7,8	—	98,7	10,8	0,3	45,4	5,7
»	1441	9,8	1,2	4,2	84,9	—	66,7	18,2	15,1	96,0	66,7	0,4	48,9	8,2
Липарит, по Р. Дели . . .	—	12,9	1,3	5,3	80,5	52,5	35,0	12,5	—	58,2	27,5	0,5	33,9	9,9
Кварцевый кератофир, по Р. Дели	—	14,2	1,0	2,8	82,0	18,2	61,4	20,4	—	87,1	31,8	0,2	34,6	14,2

небольшим количеством мелких выделений лейкоксена, хлорита и окислов железа. Иногда сферолиты погружены в микрокристаллическую кварцевую массу с видимыми в ней более крупными микролитами альбита (табл. 1, 2). В некоторых образцах межсферолитовые участки выполнены гематитом. В них сферолиты также пронизаны мелкими точечными выделениями гематита, подчеркивающими структуру породы наибольшими скоплениями во внутренних частях сферолитов или в их внешних каемках.

Редкие миндалины в альбитофирах заполнены крупнозернистой мозаикой кварца.

Химический состав альбитофиров приводится в табл. 2. Кислые эффузивы ордовика относятся к нормальному щелочноземельному ряду. Содержание SiO_2 колеблется от 78,51 до 79,66%, сумма щелочей не более 5%, количество CaO не превышает 1,7%.

Особенности химизма альбитофиров выражены на диаграмме химических составов, построенной по методу А. Н. Заварицкого (фиг. 5). На диаграмме видно, что положение вектора 7 отвечает составу липарита. Одной из характерных химических особенностей альбитофиров является постоянное преобладание Na_2O над K_2O , что на диаграмме выражается в почти вертикальном положении векторов на соответствующей плоскости. Таким образом, состав альбитофиров соответствует составу натриевых липаритов или плаглиолитаритов.

Альбитовые диабазы. Это темно-серые, почти черные, различно раскристаллизованные, часто миндалекаменные породы.

Главными пороодообразующими минералами в диабазах являются плагноклаз и моноклинные пироксены, второстепенные представлены сфеном, магнетитом, ильменитом. Широко развиты вторичные минералы: хлориты, лейкоксен, кварц, гидроокислы железа и марганца.

Плагноклазы образуют кристаллы резко удлиненной формы (табл. 1, 3), размером от $0,2 \times 0,05$ мм до $1,5 \times 0,2$ мм; состав плагноклаза отвечает альбиту № 2—6.

Из пироксенов в большинстве случаев присутствуют ксеноморфные зерна авгита ($cNg=45^\circ$). Реже встречается клиноэнстатит ($cNg=22^\circ$). В мелкозернистых диабазах с порфиroidной структурой пироксены образуют более крупные ($0,3—0,4$ мм) изометричные зерна.

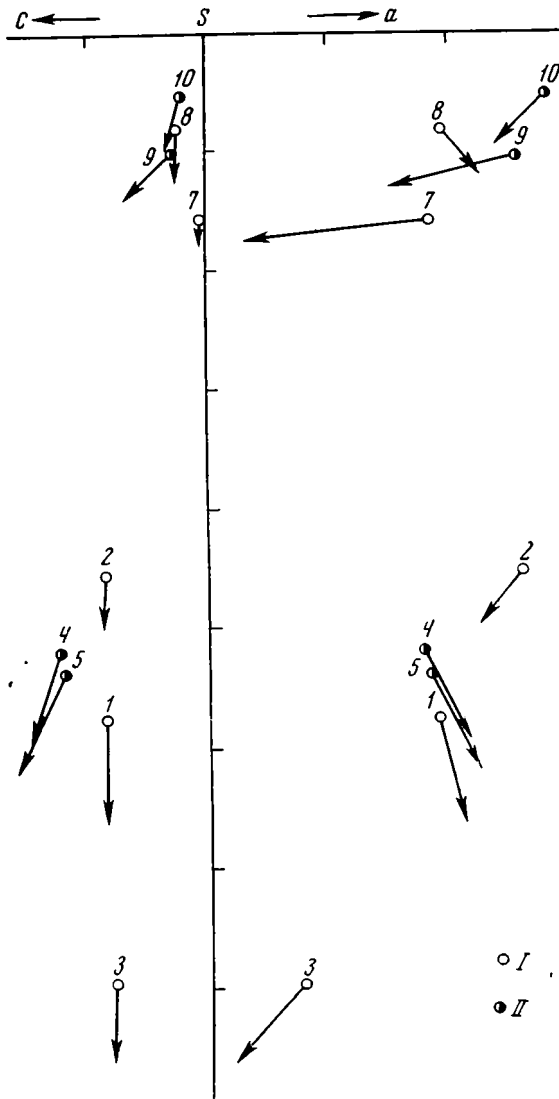
В некоторых диабазах много ильменита, наблюдаемого под микроскопом в виде иголок, пластинок и дендритовидных форм роста.

Миндалины заполнены хлоритом и колломорфными образованиями гидроокислов марганца (табл. 1, 4). Гидроокислы марганца образуют также сгустки в интерстициях, псевдоморфозы по плагноклазам и пироксенам и выполняют тонкие трещинки.

Структура у большинства диабазов апоинтерсертальная, стекло разложено и замещено хлоритами, эпидотом и лейкоксеном. Очень часто породы имеют диабазовую структуру. Крупнозернистые диабазы с полнокристаллическими структурами заметно тяготеют к центральному частям покровов. Встречены также диабазы с вариолитовой структурой (в Губерлинском районе).

Химические анализы диабазов (см. табл. 2) показывают, что содержание SiO_2 в этих породах составляет 45,26—47,80% при 12,58—17,50% Al_2O_3 . Сумма щелочей меняется в пределах 2—6%, причем Na_2O сильно преобладает. Обращает внимание повышенное содержание MnO , достигающее 2,53%.

На диаграмме (см. фиг. 5) видно, что состав диабазов колеблется в широких пределах, приближаясь к составу базальтов и диабазов, по Р. Дели. Состав ордовикских пород Южного Урала несколько отличается от эталонных. Это объясняется широким развитием вторичных изменений в южноуральских эффузивах.



Фиг. 5. Диаграмма химических составов эффузивных пород

I — арениг-ландейльские породы Южного Урала; II — средние составы пород, по Р. Дели

Из особенностей, характерных для всех арениг-ландейльских эффузивных пород, надо отметить их натриевый характер. Следует подчеркнуть и контрастность состава эффузивов. Среди них присутствуют разности основного (базальтового) и кислого (плаггиолипаритового) составов, тогда как промежуточные по составу породы не обнаружены.

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Подавляющее большинство арениг-ландейльских пород относится к вулканогенным обломочным. Среди них, согласно классификации вулканогенных обломочных горных пород (1962), предложенной комиссией Первого Всесоюзного вулканологического совещания, выделяются пирокластические, осадочно-пирокластические и вулканотерригенные (вулканомиктовые) породы.

К осадочно-пирокластическим относятся породы, состоящие из пирокластического материала (больше 50%) с примесью осадочного. К вулканотерригенным образованиям отнесены породы, возникшие в результате разрушения и переотложения вулканогенных пород. Среди пирокластических пород автором дополнительно рассматриваются туфогенные аргиллиты — породы, характерные для южноуральского ордовика, но отсутствующие в упомянутой классификации.

Пирокластические породы

Эта группа пород включает в себя туфовые агломераты, туфы и туфогенные аргиллиты.

Туфовые агломераты. Породы состоят из крайне несортированного обломочного материала различного петрографического состава. Размер обломков от нескольких сантиметров до 0,5 м, форма округлая. Большая их часть (около 80%), например у Медногорска, сложена серыми мелко-

кристаллическими альбитофирами с микролитово-зернистой структурой. Среди мелких обломков встречаются зеленовато-серые диабазы с микролитовой структурой. Связующая масса представлена мелкозернистым туфовым материалом смешанного состава.

Туфы. Среди них выделяются разновидности различного состава — плагиолипаритового, дацитового, андезитового и смешанного. Все они в зависимости от размера обломков делятся на псаммитовые (0,1—2,0 мм), алевроитовые (0,01—0,10 мм) и пелитовые или тонкообломочные (<0,01 мм). По составу обломков среди рассматриваемых пород можно выделить витрокластические, кристалло-витрокластические, лито-витрокластические и лито-кристаллокластические туфы.

В арениг-лландейльском вулканогенно-осадочном комплексе наиболее распространены и заслуживают более подробного описания тонкозернистые плагиолипаритового состава — туфы альбитофириновые и кварцевые альбитофириновые. Было встречено три разновидности этих пород.

Туфы первой разновидности состоят из витрокластов, сохранивших форму, с небольшой примесью осколков кристаллов кварца и альбитовых частиц стекла, имеющие форму рогулек, палочек, пластинок, вытянутых клиньев и волокон, раскристаллизованы в агрегат кварца, альбита и хлорита (табл. II, 1). Пространство между сохранившимися реликтами витрокластов выполнено тонкокристаллическим кварцем, хлоритом делениями сфена, лейкоксена, гидроокислов железа. Иногда встречаются апатит, а в туфах, окрашенных в вишнево-красные и красно-бурые цвета, пепловые частицы с поверхности покрыты тончайшими налетами гематита.

Изучение стекловатых фрагментов под микроскопом при больших увеличениях показало, что вулканическое стекло в них может быть замещено указанными выше вторичными минералами в самых различных сочетаниях. Так, в одном и том же шлифе были встречены витрокластические замещенные альбитом, хлоритом и альбитом+хлоритом. Чаще всего в витрокластических туфах встречаются фрагменты, раскристаллизованные в агрегаты кварца или кварца и хлорита. В сохранившихся витрокластах кварц и альбит совместно наблюдались лишь в одном шлифе. Как правило, обломки стекла замещаются либо агрегатом микрозернистого кварца и хлорита, либо альбита и хлорита.

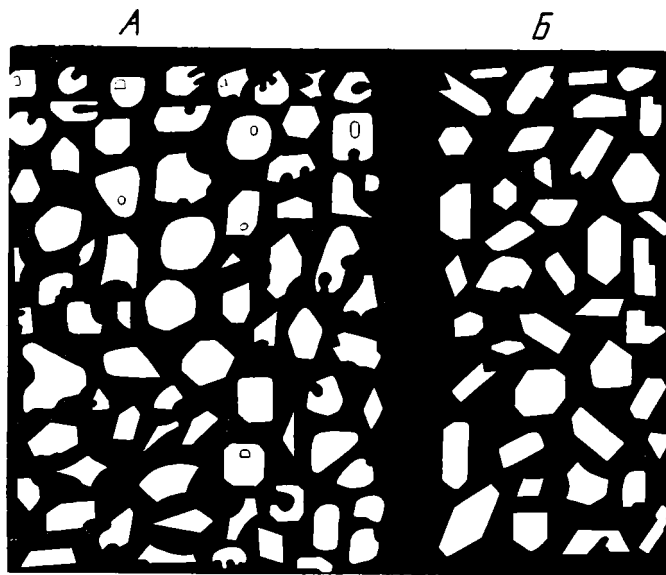
Если в пределах контуров витрокластов стекло замещено тонкозернистым кварцем или только альбитом, то всегда по внешнему краю таких обломков протягивается тонкая полоска хлорита, реликтовая форма которой обведена тонкой каймой волокнистого хлорита. Нередко агрегаты хлорита располагаются поблизости от измененного обломка стекла. Здесь за пределами контуров витрокластов, наблюдаются скопления лейкоксена (табл. XIII, 1). Все это свидетельствует о выносе железа, магния и титана в пространство между фрагментами при окремнении и альбитизации стекла.

Следует отметить, что в некоторых витрокластических туфах при изменении стекловатых частиц образуются также агрегаты гидрослюда.

Туфы плагиолипаритового состава второй разновидности сложены кристаллами и обломками альбитофиринов со связующей массой, состоящей из измененного тонкообломочного витрокластического материала (табл. II, 3, 4; табл. III, 1). В таких туфах кристаллы и их осколки преобладают над обломками пород.

Кристаллы и литокласты вместе составляют от 15—20 до 75—80% пород. По соотношению кристаллов и связующей массы туфы можно разделить на кристалло-аповитрокластические и аповитро-кристаллокластические.

Кристаллы представлены альбитом, либо кварцем и альбитом. В большом количестве наблюдались зерна рудных минералов, а также



Фиг. 6. Формы кристаллов в туфах (зарисовки со шлифов)
 А — кварц; Б — плагиоклаз

единичные осколки кристаллов калиевого полевого шпата. Кристалл биотита был встречен лишь в одном шлифе, а пироксены совсем не обнаружены.

Кварцевые кристаллы часто оплавлены, с заливообразными краями и пузырьками (фиг. 6). Очень характерны округлые формы кристаллов, а также форма четырехугольника со сглаженными углами.

Кристаллы альбита (№ 2—6) имеют форму призм и вытянутых таблиц. Максимальные углы погасания в зоне \perp (010) меняются от 10 до 20° (замеры альбита на Федоровском столике: 1) $DNg=72$, $DNm=19$, $DNp=83$ — отвечает № 3; 2) $DNg=79^\circ$, $DNm=24^\circ$, $DNp=68^\circ$ — отвечает № 5; светопреломление, измеренное иммерсионным методом: $ng=1,540$, $nm=1,532$, $np=1,530$).

Альбит часто прорастает чешуйками хлорита и серицита. Иногда кристаллы регенерированы.

Размеры кристаллов кварца и альбита самые разнообразные, от мелкоалевритовых (0,01—0,05 мм) до крупнопсаммитовых (1—2 мм), причем для туфов характерна плохая сортировка материала. Уменьшение размеров кристаллов (и осколков) всегда сопровождается общим уменьшением их объема в породе. Замечено также, что уменьшение размера сопровождается исчезновением целых кристаллов, кристаллов с оплавленными контурами, бухтообразными краями. В мелкоалевритовых туфах часто бывает трудно установить характерные формы интра-теллурических кристаллов.

Обломки пород в туфах представлены только альбитофирами. Наиболее распространенная их структура сферолитовая, но кислые эффузивы с микролитово-зернистой и апофельзитовой структурами встречаются тоже. Присутствуют микролитовые альбитофиры с оруденелой основной массой.

В связующей аповитрокластической массе реликты пепловой структуры сохраняются редко. Стекло раскристаллизовано в мелко- и тонкокристаллический агрегат кварца (0,01—0,02 мм и тоньше) с подчиненным количеством альбита и значительным количеством хлорита. Отдель-

ные участки сложены более крупным кристаллическим кварцевым агрегатом (0,02—0,03 мм и до 0,05 мм). В связующей массе также наблюдаются новообразованные мелкие кристаллы сфена, агрегаты лейкоксена, чешуйки гидрослюд, апатит, карбонат, рудная пыль, гидроокислы железа и марганца.

В отличие от новообразований кварца выделения хлорита (придающего ордовикским туфам зеленый цвет) располагаются в породе неравномерно, концентрируются в одних участках и не отмечаются в других. При этом хлорит представлен несколькими разновидностями. Одна из них — светло-зеленый минерал, образующий то нитевидные и волокнистые агрегаты толщиной до 0,02 мм, то изометричные пластинки, часто с хорошо выраженной спайностью и чешуйчатой структурой, то принимающий форму округлых обособлений с радиально-лучистой структурой (достигающих в диаметре 0,05—0,07 мм).

Этот минерал (оптически отрицательный, удлинение положительное), по-видимому, является пеннином.

Другая разновидность хлорита, окрашенная в желтовато-зеленый цвет, образует пластинчатые формы с хорошо выраженной спайностью (оптически положительный, удлинение отрицательное, $nm=1,590$). Этот хлорит, возможно, относится к клинохлору.

Еще одна разновидность хлорита — вероятно, рипидолит или тюрингит (?). У этого минерала изумрудно-зеленый цвет ($ng=1,614$, $np=1,611$).

Третью разновидность туфов плагиолипаритового состава представляют тонкообломочные окремненные туфы. Это очень плотные и крепкие породы, окрашенные в зеленовато-серый и бирюзово-зеленый цвета с неяснослоистой текстурой и раковистым изломом. Внешне туфы почти не отличимы от мелкокристаллических альбитофиров и фельзитов (часто только находки реликтов пепловых частиц могут помочь отличить их от сходных с ними лавовых пород).

Иногда тонкообломочные туфы сложены альбитово-кремнисто-хлоритовым агрегатом. Размер частиц кварца и альбита колеблется от тысячных долей миллиметра до 0,01 мм, редко крупнее. Реликты пепловой структуры наблюдались в нескольких образцах подобных туфов. В основной массе породы часто присутствует (до 10—15%) алевритовый кристаллокластический материал (кварц и альбит).

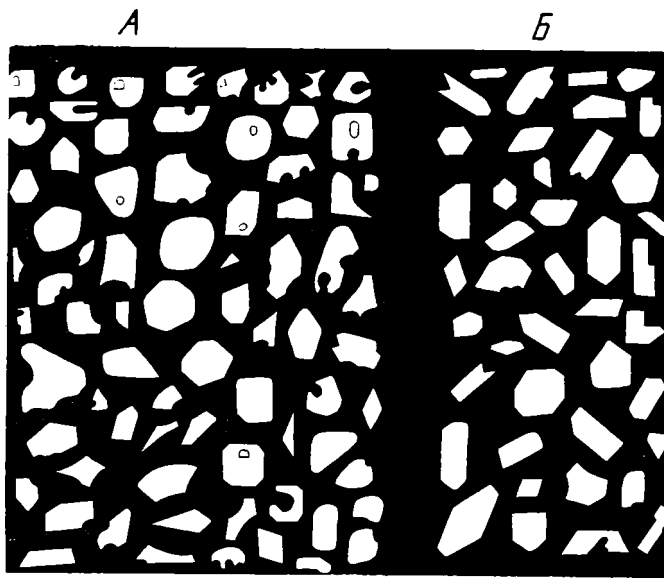
Первоначально эти образования состояли, по-видимому, из тонких осколков стекла. В дальнейшем в результате уплотнения и девитрификации частицы стекла ничтожно малых размеров утратили свою форму. Образовалась порода, состоящая из мельчайших кварцевых частиц, хлорита, а также сфена и лейкоксена.

Все три разновидности туфов плагиолипаритового состава характеризуются рядом общих черт.

Кристаллокласты представлены только двумя минералами: кварцем и альбитом. Обломки цветных минералов отсутствуют. Вулканическое стекло в туфах раскристаллизовано в кварцево-хлоритовый или альбито-кварцево-хлоритовый агрегаты. Наблюдаются все стадии исчезновения витрокластических форм.

По преобладанию отдельных вторичных минералов среди туфов кислого состава можно выделить следующие разновидности: 1) окремненные, 2) хлоритизированные, 3) со сложным минеральным составом (альбитизированные и окремненные, кварцево-хлоритовые и т. д.).

В нескольких образцах туфов (всех трех разновидностей) под микроскопом видно большое количество глинистых минералов. Фракция $<0,001$ мм, выделенная из этих пород по данным рентгено-структурного анализа, состоит из триоктаэдрического хлорита и диоктаэдрической гидрослюды.



Фиг. 6. Формы кристаллов в туфах (зарисовки со шлифов)
 А — кварц; Б — плагиоклаз

единичные осколки кристаллов калиевого полевого шпата. Кристалл биотита был встречен лишь в одном шлифе, а пироксены совсем не обнаружены.

Кварцевые кристаллы часто оплавлены, с заливообразными краями и пузырьками (фиг. 6). Очень характерны округлые формы кристаллов, а также форма четырехугольника со сглаженными углами.

Кристаллы альбита (№ 2—6) имеют форму призм и вытянутых таблиц. Максимальные углы погасания в зоне \perp (010) меняются от 10 до 20° (замеры альбита на Федоровском столике: 1) $DNg=72^\circ$, $DNm=19^\circ$, $DNp=83^\circ$ — отвечает № 3; 2) $DNg=79^\circ$, $DNm=24^\circ$, $DNp=68^\circ$ — отвечает № 5; светопреломление, измеренное иммерсионным методом: $ng=1,540$, $nm=1,532$, $np=1,530$).

Альбит часто прорастает чешуйками хлорита и серицита. Иногда кристаллы регенерированы.

Размеры кристаллов кварца и альбита самые разнообразные, от мелкоалевритовых (0,01—0,05 мм) до крупнопсаммитовых (1—2 мм), причем для туфов характерна плохая сортировка материала. Уменьшение размеров кристаллов (и осколков) всегда сопровождается общим уменьшением их объема в породе. Замечено также, что уменьшение размера сопровождается исчезновением целых кристаллов, кристаллов с оплавленными контурами, бухтообразными краями. В мелкоалевритовых туфах часто бывает трудно установить характерные формы интрателлурических кристаллов.

Обломки пород в туфах представлены только альбитофирами. Наиболее распространенная их структура сферолитовая, но кислые эффузивы с микролитово-зернистой и апофельзитовой структурами встречаются тоже. Присутствуют микролитовые альбитофиры с оруденелой основной массой.

В связующей аповитрокластической массе реликты пепловой структуры сохраняются редко. Стекло раскристаллизовано в мелко- и тонкокристаллический агрегат кварца (0,01—0,02 мм и тоньше) с подчиненным количеством альбита и значительным количеством хлорита. Отдель-

ные участки сложены более крупным кристаллическим кварцевым агрегатом (0,02—0,03 мм и до 0,05 мм). В связующей массе также наблюдаются новообразованные мелкие кристаллы сфена, агрегаты лейкоксена, чешуйки гидрослюды, апатит, карбонат, рудная пыль, гидроокислы железа и марганца.

В отличие от новообразований кварца выделения хлорита (придающего ордовикским туфам зеленый цвет) располагаются в породе неравномерно, концентрируются в одних участках и не отмечаются в других. При этом хлорит представлен несколькими разновидностями. Одна из них — светло-зеленый минерал, образующий то нитевидные и волокнистые агрегаты толщиной до 0,02 мм, то изометричные пластинки, часто с хорошо выраженной спайностью и чешуйчатой структурой, то принимающий форму округлых обособлений с радиально-лучистой структурой (достигающих в диаметре 0,05—0,07 мм).

Этот минерал (оптически отрицательный, удлинение положительное), по-видимому, является пеннинном.

Другая разновидность хлорита, окрашенная в желтовато-зеленый цвет, образует пластинчатые формы с хорошо выраженной спайностью (оптически положительный, удлинение отрицательное, $nm = 1,590$). Этот хлорит, возможно, относится к клинохлору.

Еще одна разновидность хлорита — вероятно, рипидолит или тюрингит (?). У этого минерала изумрудно-зеленый цвет ($ng = 1,614$, $nr = 1,611$).

Третью разновидность туфов плагиолипаритового состава представляют тонкообломочные кремневые туфы. Это очень плотные и крепкие породы, окрашенные в зеленовато-серый и бирюзово-зеленый цвета с неяснослоистой текстурой и раковистым изломом. Внешне туфы почти не отличимы от мелкокристаллических альбитофиров и фельзитов (часто только находки реликтов пепловых частиц могут помочь отличить их от сходных с ними лавовых пород).

Иногда тонкообломочные туфы сложены альбитово-кремнисто-хлоритовым агрегатом. Размер частиц кварца и альбита колеблется от тысячных долей миллиметра до 0,01 мм, редко крупнее. Реликты пепловой структуры наблюдались в нескольких образцах подобных туфов. В основной массе породы часто присутствует (до 10—15%) алевритовый кристаллокластический материал (кварц и альбит).

Первоначально эти образования состояли, по-видимому, из тонких осколков стекла. В дальнейшем в результате уплотнения и девитрификации частицы стекла ничтожно малых размеров утратили свою форму. Образовалась порода, состоящая из мельчайших кварцевых частиц, хлорита, а также сфена и лейкоксена.

Все три разновидности туфов плагиолипаритового состава характеризуются рядом общих черт.

Кристаллокласты представлены только двумя минералами: кварцем и альбитом. Обломки цветных минералов отсутствуют. Вулканическое стекло в туфах раскристаллизовано в кварцево-хлоритовый или альбито-кварцево-хлоритовый агрегаты. Наблюдаются все стадии исчезновения витрокластических форм.

По преобладанию отдельных вторичных минералов среди туфов кислого состава можно выделить следующие разновидности: 1) кремневые, 2) хлоритизированные, 3) со сложным минеральным составом (альбитизированные и кремневые, кварцево-хлоритовые и т. д.).

В нескольких образцах туфов (всех трех разновидностей) под микроскопом видно большое количество количества глинистых минералов. Фракция $< 0,001$ мм, выделенная из этих пород по данным рентгено-структурного анализа, состоит из триоктаэдрического хлорита и диоктаэдрической гидрослюды.

Следует отметить также формирование в туфах некоторых районов тонких жилок, трещинок, выполненных мозаичным кварцем и свежим гидротермальным альбитом.

Что касается терригенной примеси в туфах, то ее уловить практически не удастся. Были обнаружены лишь единичные обломки кварцитов.

Осадочная примесь присутствует также в виде остатков радиолярий (имеющих плохую сохранность и найденных в виде округлых перекристаллизованных кварцевых шариков).

Химический состав туфов альбитофиров и кварцевых альбитофиров показан в левой половине табл. 3. Как видно из приведенных данных, характерной особенностью туфов плагиолипаритового состава является высокое содержание в них кремнезема (68—80%) при малых количествах глинозема (9—14%) и щелочей (5—7%); заметна и их низкая карбонатность. Как и в эффузивах, в туфах преобладает Na_2O над K_2O .

Туфы дацитового состава внешне и микроскопически мало отличаются от описанных выше. Лишь изучая химические анализы (см. табл. 3), можно увидеть, что между туфами андезитового и плагиолипаритового составов существуют переходные разности.

Под микроскопом эти туфы обнаруживают большое сходство с аналогичными породами плагиолипаритового состава. Разница заключается в меньшем количестве новообразованного кварца и заметно большем количестве хлорита в туфах дацитового состава. В них также меньше кварцевых кристаллокластов.

Среди туфов андезитового состава встречены витрокластические, лито-кристаллокластические и кристалло-литокластические разности.

Витрокластические туфы состоят из обломков измененного стекла с примесью (10—15%) алевритовых кристаллов альбита (табл. III, 2). Под микроскопом при больших увеличениях хорошо видно, как витрические фрагменты раскристаллизованы в агрегат альбита и глинистых минералов. Чешуйки агрегатов хлорита и гидрослюды тонкой каймой облекают каждую пепловую частицу. Иногда хлорит образует округлые выделения во внутренних частях витрокластов. По данным рентгеноструктурного анализа, гидрослюда диоктаэдрическая.

Пространство между витрокластами выполнено мелкокристаллическим агрегатом кварца, альбита и хлорита с выделениями сфена, лейкоксена и гидроокислов железа.

Витрокластические туфы андезитового состава под микроскопом заметно отличаются от таких же пород кислого состава. В первых намного больше хлорита, а среди кристаллокластической примеси нет кварца. Внутри контуров пепловых частиц почти не встречается новообразованный кварц, отмеченный в туфах альбитофиров, его место занимает альбит.

Сходство витрокластических туфов различного состава (и вообще всех южноуральских ордовикских туфов) выражено в едином наборе вторичных минералов, возникших при изменении вулканического стекла: кварца, альбита, хлорита, гидрослюды, сфена, лейкоксена, гидроокиси железа. При повышении основности туфов исчезает кварц и возрастает количество альбита и особенно хлорита.

Туфы андезитового состава, сложенные обломками пород и кристаллов, встречаются чаще, чем витрокластические.

В составе кристаллической фракции резко преобладают плагиоклазы, в большинстве случаев альбиты (№ 4—8). Когда плагиоклазы не альбитизированы, их состав отвечает андезину (№ 44—48) или лабрадору (№ 52—56). Наблюдалась альбитизация основных плагиоклазов по трещинам и краям кристаллов. Помимо плагиоклазов, присутствуют

Таблица 3

Химический состав туфов (в %)

Компоненты	Образцы																			
	047	211	221	768	554	1448	1038	1817	1755	1763	1774	1783	827	685	1278	1280	1745	839	840	844
SiO ₂	80,64	68,16	79,76	77,97	74,72	67,62	68,86	67,14	73,04	73,45	73,35	72,60	69,99	78,62	63,43	62,19	67,58	58,61	60,30	56,40
TiO ₂	0,25	0,46	0,39	0,26	0,34	0,79	0,53	0,81	0,41	0,48	0,57	0,40	0,83	0,32	1,03	1,00	0,76	0,70	0,76	0,65
Al ₂ O ₃	9,43	11,13	8,35	9,85	12,90	14,90	14,47	13,74	13,74	12,60	10,40	13,11	12,70	9,31	14,47	14,24	13,80	17,04	17,79	20,24
Fe ₂ O ₃	1,22	1,84	0,89	1,18	1,93	1,90	3,13	4,00	1,18	1,47	3,04	2,03	3,14	2,06	4,15	4,75	2,15	3,84	3,32	3,08
FeO	0,71	1,40	1,37	0,74	0,68	3,19	2,33	1,14	1,11	1,40	1,43	0,64	1,15	1,34	1,78	2,72	2,67	2,15	1,49	2,09
MnO	0,03	0,30	0,04	0,16	0,05	0,15	0,56	0,09	0,05	0,12	0,11	0,05	0,18	0,14	0,12	0,27	0,16	0,42	0,39	0,48
CaO	0,76	4,76	1,63	0,91	1,00	1,56	1,19	1,35	0,88	1,12	1,21	2,72	1,41	0,49	3,02	1,76	1,49	4,01	4,19	2,64
MgO	0,11	1,22	0,88	1,04	Her	1,02	0,93	1,27	0,74	0,78	1,62	0,52	0,62	0,66	1,85	3,14	1,78	3,34	2,13	2,95
Na ₂ O	3,46	4,55	2,96	0,76	5,13	6,53	6,18	6,09	5,63	6,03	3,23	5,64	4,81	3,17	4,73	5,52	6,17	4,32	5,45	6,84
K ₂ O	1,27	0,89	2,03	4,08	1,08	0,28	0,20	1,90	1,39	0,71	2,52	0,85	0,79	1,32	1,52	0,53	0,71	0,70	0,65	0,42
H ₂ O ⁺	1,12	1,48	0,79	1,60	1,02	0,94	1,22	1,63	1,02	0,78	1,46	0,93	3,34	1,38	2,63	2,13	1,83	2,56	1,60	2,46
H ₂ O ⁻	0,34	0,74	0,58	0,90	0,38	0,51	0,43	0,51	0,18	0,32	0,60	0,27	0,68	0,66	1,02	1,03	0,33	1,03	0,78	0,97
CO ₂	Her	2,84	0,04	Her	0,06	Her	Her	0,42	Her	0,26	0,24	0,20	Her	0,14	0,08	Her	0,02	0,76	0,58	0,14
C	0,29	0,08	0,14	0,36	0,12	Her	0,22	0,15	0,07	0,05	0,19	0,05	0,40	0,07	0,08	Her	Her	0,03	0,08	0,08
P ₂ O ₅	0,02	0,08	0,04	0,04	0,03	0,09	0,14	0,14	0,11	0,11	0,16	0,11	0,14	Her опред.	0,18	0,25	0,23	0,11	0,11	0,14
Сумма	99,65	99,93	99,89	99,85	99,44	99,48	100,39	100,38	99,55	99,68	100,13	100,12	100,18	99,68	100,09	99,53	99,68	99,62	99,62	99,58

обломки кристаллов магнетита и кварца (очень немного). Среди кристаллической фракции не обнаружено цветных минералов.

Литокласты представлены андезитовыми порфиритами и бурыми оруденелыми эффузивными породами (табл. III, 3). Состав крупных плагиоклазов в обломках эффузивов подобен составу кристаллокластов. Часто в обломках присутствует только основная масса андезитовых порфиритов с микролитовой структурой. Стекло в них разложено и замещено хлоритом, лейкоксеном и карбонатом.

Среди обломков отмечена очень небольшая примесь кремнистых пород с радиоляриями.

В туфах андезитового состава мало связующей массы, обломки часто соприкасаются, порой внедряясь друг в друга. В порах между обломками много хлорита, а также присутствуют другие минералы, возникающие при изменении витрокластического материала и взаимодействии поровых растворов с кристаллами и обломками пород (кварц, альбит, гидрослюда, титанистые минералы, окислы железа). В связующей массе туфов, окрашенных в красные тона, много гематита.

Для туфов андезитового состава характерен кальцит, образующий выделения в порах между обломками или замещающий кристаллы плагиоклаза.

Химический состав рассматриваемых туфов показан в табл. 3. Количество кремнезема в них составляет 56—60%, глинозема — 17—20%, сумма щелочей не превышает 7,5% (Na_2O преобладает). По сравнению с более кислыми туфы андезитового состава характеризуются повышенным количеством Al_2O_3 , TiO_2 , MgO , CaO , MnO , окислов железа, большей карбонатностью.

Последняя разновидность туфов (очень редко встречаемая) — это породы, образовавшиеся в результате смешивания пеплового материала различного состава, выброшенного двумя или несколькими вулканами одновременно, — туфы смешанного состава. Они распознаются лишь среди литокластических витро-лито-кристаллокластических туфов, тогда как измененные витрокластические и кристаллокластические породы смешанного состава в арениг-лландейльском комплексе не отличимы от других туфов аналогичного строения.

При микроскопическом изучении туфов иногда можно видеть, что наряду с обломками альбитофиров, кристаллами кварца и альбита — типичным материалом туфов плагиолипаритового состава — в породе встречаются как псаммитовые обломки, так и лапилли (10—15 мм), сложенные андезитовыми порфиритами. В других случаях, помимо преобладающих обломков андезитовых порфиритов, в туфах наблюдалось довольно много кристаллов кварца и обломков альбитофиров. Количество чуждого по составу материала может быть значительным (20—40%), его порой уже никак нельзя назвать «примесью».

Туфогенные аргиллиты. Наиболее распространенным типом пород в вулканогенно-осадочном комплексе являются туфогенные аргиллиты. Это продукты постседиментационного преобразования самых тонких разностей пеплов, наиболее удаленных воздушными и морскими течениями от вулканических центров. Они, как будет показано, рядом особенностей отличаются от обычных аргиллитов и по некоторым признакам сходны с туфами.

Туфогенные аргиллиты — крепкие глинистые породы, не размокающие в воде, окрашенные в вишнево-красные, сургучно-красные, оливово-зеленые и бирюзово-зеленые тона. Для них не характерна слоистость, они, как правило, не раскалываются на тонкие плитки и при выветривании дают игольчатую, крупнокостыльчатую (фиг. 7) и кусковатую щебенку.

Микроскопическое изучение таких пород показало, что самый распространенный их тип (табл. IV, 1, 2) состоит почти целиком из тонко-



Фиг. 7. Костыльчатая щебенка туфогенных аргиллитов

дисперсной глинистой или кремнисто-глинистой массы, в которой при больших увеличениях видны более крупные чешуйчатые агрегаты. Порода, первоначально состоящая из стекловатых частиц ничтожного размера, полностью изменила облик. Пепловые витрические частицы под микроскопом не распознаются, так как в постседиментационный период они были раскристаллизованы, утратили свою форму и вместе с гематитом образовали сплошную тонкодисперсную массу.

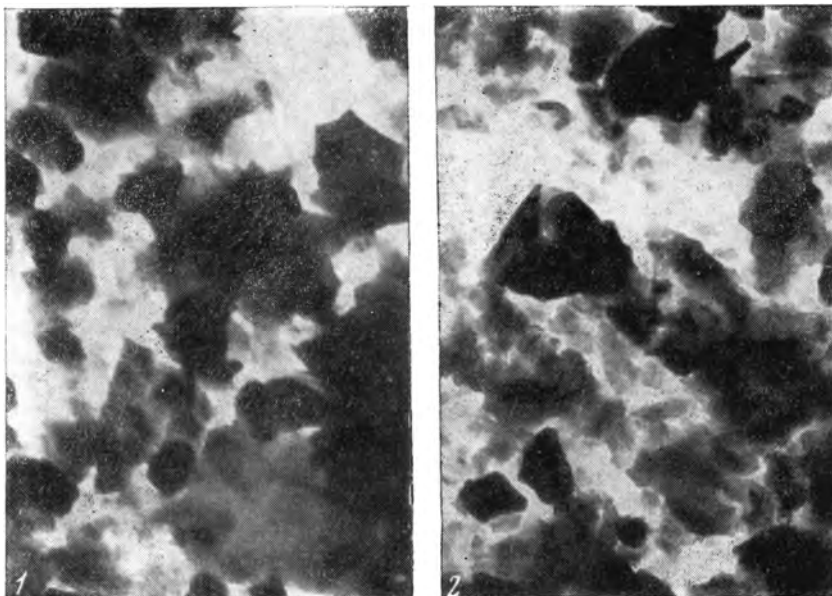
Реликтовый пепловый материал в туфогенных аргиллитах представлен мелкоалевритовыми зернами кварца и альбита; кристаллокластического материала может быть довольно много (табл. IV, 3, 4). Форма осколков часто бывает резко остроугольной, в некоторых аргиллитах попадаются кристаллы альбита, сохранившие идиоморфные очертания (при изучении туфов было замечено, что с уменьшением размеров кристаллокласты теряют характерную форму интрателлурических кристаллов).

Среди туфогенных аргиллитов встречены разновидности, в которых витрокласты раскристаллизованы с сохранением характерных форм: рогульчатых, клиновидных и т. д. (табл. IV, 5, 6). Стекло замещено глинистыми минералами, тонкозернистыми агрегатами кварца и хлорита или альбита и хлорита. Чешуйчатые глинистые минералы, обрамляющие измененные витрокласты, подчеркивают реликтовую витрокластическую структуру. Замечено, что реликты пепловой структуры чаще сохраняют те породы, в которых стекловатые частицы имеют мелкоалевритовый и более крупный размер. По-видимому, величина фрагментов играет немаловажную роль для сохранения структуры породы в процессе девитрификации.

Изучение фракции $<0,001$ мм, выделенной из туфогенных аргиллитов, взятых из различных частей разреза и из разных районов, установило большое однообразие их минерального состава.

Данные химических анализов (табл. 4), оптические константы ($n_g = 1,576 - 1,591$; $n_p = 1,560 - 1,573$; $n_g - n_p = 0,016 - 0,020$) и электронно-микроскопические снимки (фиг. 8) указывают на гидрослюдистый состав коллоидной фракции.

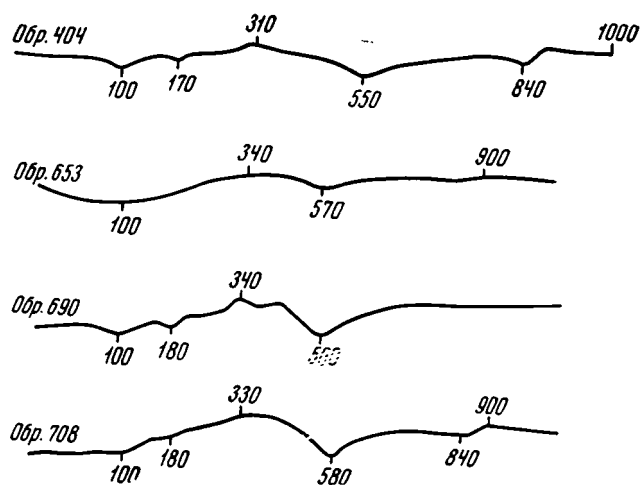
Кривые нагревания аргиллитов (фиг. 9) с тремя эндотермическими эффектами (ясно выражен эффект $550 - 580^\circ$, слабее — $100 - 180^\circ$ и $830 -$



Фиг. 8. Фракция $<0,001$ мм туфогенных аргиллитов (гидролюда). Электронномикроскопические снимки двух образцов. Увел. 17 500

840°) также характерны для гидролюды. В составе фракции $<0,001$ мм этот минерал определяется и окрашиванием суспензии с метиленовым голубым в фиолетово-синие и синие тона, почти не меняющиеся при добавлении KCl (фиг. 10).

Рентгенографическое изучение образцов туфогенных аргиллитов, проведенное В. А. Александровой, показало (табл. 5), что все они в качестве основного компонента содержат диоктаэдрическую гидролюду. Присутствие гидролюды устанавливается по целочисленной серии базальных отражений от $d_{(010)} = 10 \text{ \AA}$ и рефлексу (060) с $d = 1,50 \text{ \AA}$, сохраняющихся без изменения после прогрева и насыщения образцов



Фиг. 9. Кривые нагревания фракции $<0,01$ мм туфогенных аргиллитов

Фиг. 10. Кривые спектрального поглощения суспензий минералов из туфогенных аргиллитов, окрашенных МГ (1) и МГ+КСl (2)

глицерином. Помимо гидрослюда присутствуют триоктаэдрический хлорит и минералы-примеси (кварц, полевой шпат и гематит). Хлорит диагностируется по серии рефлексов 001 с $d=14; 7,0; 4,7; 3,55; 2,84 \text{ \AA}$ и $d_{(060)}=1,537 \text{ \AA}$. После нагревания отражение с $d=14 \text{ \AA}$ сохраняется.

В одном образце, освобожденном от примесей, удалось установить, что гидрослюда принадлежит полиморфной модификации 1М.

Характер новообразований в туфогенных аргиллитах почти полностью подобен наблюдаемому в туфах, только среди минералов, образовавшихся при изменении стекла, в туфах преобладают кварц и триоктаэдрический хлорит, хотя диоктаэдрическая гидрослюда присутствует тоже.

Особенности химического состава туфогенных аргиллитов (табл. 6) выражены в несколько повышенном содержании TiO_2 и MnO при незначительном количестве карбонатов и углерода. Содержание MnO достигает 0,7—0,9% и более высоких значений и очень редко опускается ниже 0,1%. Марганец образует точечные и сгустковые скопления, а порой конкреции размером от 1—2 мм до 5 см в поперечнике (табл. X, 1, 3).

Сумма окислов железа в аргиллитах колеблется от 4,02 до 12,14%, в среднем составляя 7—8%.

Цвет туфогенных аргиллитов зависит от соотношений закисного и окисного железа (фиг. 11) и от количества MgO . В красных туфогенных аргиллитах отношение Fe в Fe_2O_3 к Fe в FeO больше 5 : 2, а количество MgO не достигает 2,0—2,2%. Отношение железа в Fe_2O_3 и FeO в зеленых аргиллитах не превышает 5 : 2 (в них FeO иногда даже больше, чем Fe_2O_3), а количество MgO всегда больше 2 (2,50—4,97%).

Зная состав хлоритов, легко понять, чем вызвана разница в окраске туфогенных аргиллитов. Магний и железо в закисной форме связываются в хлорит, окрашивающий породу в зеленый цвет. При недостатке магния и избытке железа нарушается определенное соотношение окислов железа и избыток Fe_2O_3 в виде гематита окрашивает породу в красный цвет (превышается отношение железа в окисной и закисной форме, равное 5 : 2).

Полуколичественным спектральным анализом установлено наличие в изученных аргиллитах свинца, цинка, меди, хрома, кобальта, но, как правило, в количествах, не превышающих кларковые.

Большая часть арениг-ландейльских туфогенных аргиллитов образовалась при постседиментационном изменении тонких пеплов кислого состава, но немало в составе комплекса и таких, которые возникли при

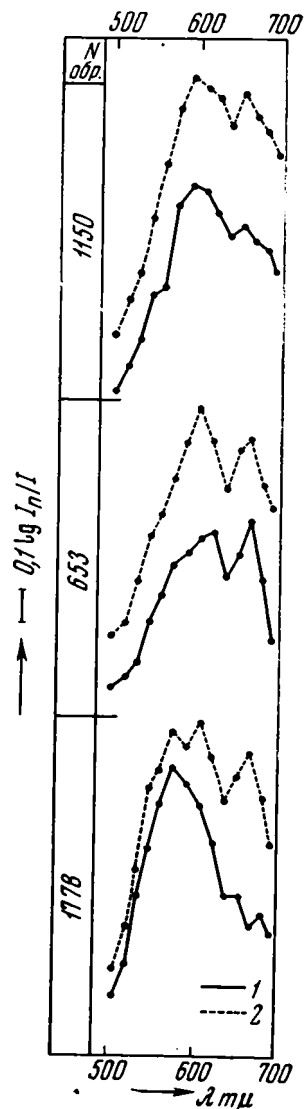


Таблица 4

Химический состав фракции <math>< 0,001 \text{ м.ж}</math> туфогенных аргиллитов (в %)

№ образца	SiO ₂ кварц	SiO ₂ ил.	Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O+	H ₂ O-	CO ₂	C	O+N	Сумма
690	3,02	39,16	0,44	25,38	7,51	4,82	0,46	1,45	2,75	1,43	3,84	7,66	1,54	Нет	0,11	0,08	99,65	
290	7,54	44,70	0,55	19,04	8,39	1,39	0,20	0,78	2,70	0,42	5,90	4,58	2,67	0,18	0,27	0,20	99,51	
653	8,21	45,14	0,35	11,74	10,55	0,58	0,66	1,54	1,57	1,31	3,40	2,56	1,31	0,28	0,52	0,37	100,09	
708	11,35	46,80	0,48	16,82	6,06	1,08	0,21	1,20	2,82	0,82	4,25	3,35	2,80	0,24	0,36	0,26	99,50	
404	12,52	47,00	0,55	16,97	8,54	1,26	0,18	0,66	2,06	0,45	4,50	3,64	1,34	Нет	0,26	0,26	100,29	
509	3,28	42,54	0,99	20,58	7,24	1,50	0,64	1,36	3,52	0,47	6,36	8,18	1,41	0,47	1,22	—	99,81	
781	12,72	41,76	0,73	15,41	9,30	1,21	0,66	1,72	1,89	1,01	4,20	6,48	1,74	0,61	0,49	—	99,93	
734	16,86	42,50	0,54	13,18	8,49	0,15	0,74	1,95	2,22	0,68	4,87	6,06	1,07	0,52	0,56	—	100,39	

разложении андезитового витрокластического материала. Химические анализы аргиллитов (см. табл. 6), как и туфов (см. табл. 3), показывают большое разнообразие основности состава пирокластических образований в ордовикских толщах Южного Урала.

Сравнивая усредненный химический состав наиболее распространенных туфогенных аргиллитов и алевроитовых и псаммитовых туфов плагиолипаритового состава (табл. 7), можно увидеть их большое сходство. Но в то же время нельзя не заметить и различия. В аргиллитах намного больше K₂O, заметно возрастает количество окислов железа, MnO, MgO, TiO₂, P₂O₅.

Эти особенности глинистых пород хорошо объясняются данными изучения петрохимии молодых пирокластических осадков, приводимыми И. И. Гущенко (1963). Этим исследователем показано, что пеплы являются хорошими сорбентами, и вследствие этой особенности в момент извержения на поверхности частиц образуется слой катионов и анионов, заимствованных из газовой фазы эруптивного процесса. Катионы, находящиеся в сорбционной пленке на поверхности частиц, согласно И. И. Гущенко, повышают в пирокластических осадках содержание железа, марганца, титана, магния, фосфора по мере удаления от вулкана (в некоторых типах дифференциации пеплов). Содержание K₂O, по тем же данным, может возрасти в три-четыре раза при отдалении от вулкана в результате процессов правитационной дифференциации (что мы и наблюдаем в туфогенных аргиллитах).

Именно тонкие пепловые частицы являлись исходным материалом для образования туфогенных аргиллитов. Поэтому описанные И. И. Гущенко процессы, происходящие при формировании молодых вулканических толщ, объясняют и особенности химического состава арениг-ландейльских туфогенных аргиллитов Южного Урала, а также позволяют установить источник некоторых соединений, необходимых для формирования глинистых минералов (K₂O, MgO, окислы железа).

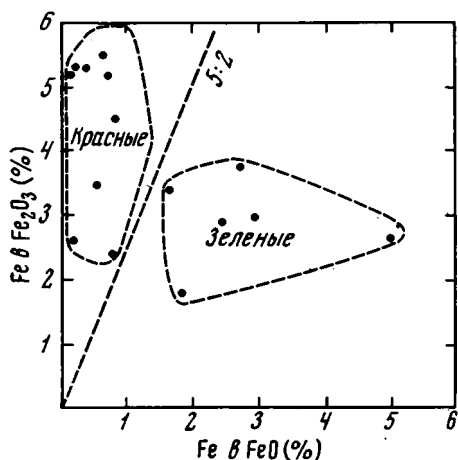
Все изложенное выше о туфогенных аргиллитах позволяет судить о генезисе

Результаты расчета рентгенограмм образцов глинистой фракции аргиллитов

Туфогенные аргиллиты						Аргиллиты							
обр. 734		обр. 690				обр. 5							
природный столбик		ориентированный препарат, насыщенный глицерином		прогретый до 550°		природный столбик		ориентированный препарат, насыщенный глицерином		прогретый до 550°		прокипяченный в K ₂ CO ₃	
J	$\frac{d}{n} \text{ \AA}$	J	$\frac{d}{n} \text{ \AA}$	J	$\frac{d}{n} \text{ \AA}$	J	$\frac{d}{n} \text{ \AA}$	J	$\frac{d}{n} \text{ \AA}$	J	$\frac{d}{n} \text{ \AA}$	J	$\frac{d}{n} \text{ \AA}$
		5	14,2	5	13,6	3	14,1	4	14,2	2	14,2	4	13,7
5	10,2	9	10,2	9	10,1	6	10,0	9	10,2	5	11,8	10	10,2
		8	7,1	4	7,1	1	8,1	1	7,9			2	8,1
				6	4,99	6	7,0	10	7,0			10	7,1
1	4,9	4	5,0			2	4,99	3	4,99	4	5,0	1	6,4
		3	4,8					2	4,7			5	5,1
6	4,50	1	4,46	3	4,50	10	4,48	1	4,48	3	4,50	1	4,8
6	4,24	3	4,24	3	4,26			2	4,19	1	4,28		
						3	4,04	2	3,998	2	4,01	1	4,17
2	3,68							1	3,70	3	3,69		
1	3,52	8	3,52	6	3,49	4	3,53	10	3,54	1	3,48	10	3,55
10	3,34	10	3,34	10	3,34	5	3,34	5	3,34	10	3,34	10	3,34
1	3,18	3	3,19	3	2,19	5	3,19	4	3,18	4	3,17	2	3,18
1	2,97	2	3,03			2	2,97	1	2,97	1	2,97	1	3,04
		3	2,84									1	2,84
4	2,69	0,5	2,66			1	2,82	2	2,83	1	2,82		
5	2,59	4	2,57			3	2,67	1	2,67	1	2,69	1	2,69
						6	2,58	2	2,56	2	2,60	1	2,59
										2	2,50	1	2,491
3	2,452	3	2,457			1	2,463						
2	2,378					4	2,383	2	2,393	1	2,414	1	2,393
		3	2,368										
3	2,285	1	2,285			2	2,248	1	2,257	1	2,280	1	2,266
		1	2,239										
3	2,124	3	2,128			3	2,144	2	2,124	1	2,124	2	2,132
						1	2,070	1	2,062	2	2,004	5	2,001
		6	1,944			3	1,994	3	1,944				
3	1,976												
						1	1,895	1	1,830			1	1,883
						2	1,827						
								2	1,818	2	1,821	1	1,824
4	1,813	3	1,813										
3	1,689					1	1,748			1	1,731		
2	1,664	5	1,655			2	1,699	2	1,716			1	1,723
										3	1,664		
2-1	1,598					3-2	1,643	4	1,646			4-3	1,650
4	1,539	4	1,535										
4	1,506					5	1,547	2	1,543	2	1,528	2	1,549
2	1,488	3	1,494			5	1,501	2	1,504			2	1,511

этих пород и определять их как продукты постседиментационного преобразования *in situ* тонкого пирокластического материала.

Происхождение аргиллитов устанавливается на основании следующих фактов: 1) переслаивания туфов и аргиллитов, а также их взаимных латеральных переходов; 2) присутствия реликтов пеплового материала в некоторых аргиллитах. При микроскопическом изучении можно подобрать непрерывный ряд переходных пород от туфов к аргиллитам; 3) сходства вторичных изменений материала туфов и туфогенных аргиллитов; 4) отличия минерального состава туфогенных глинистых пород от состава обычных терригенных аргиллитов. В последних постоянно присутствуют «дефектные» хлориты (см. табл. 5, а также раздел «Осадочные породы») — минеральные образования смешанно-слоистой структуры (Гаврилов, Александрова, 1964); 5) присутствия в туфогенных аргиллитах гидрослюда модификации 1М (низкотемпературного новообразованного минерала), тогда как обломочная гидрослюда, происходящая из высокотемпературных (магматических или метаморфических) мусковитов, принадлежит к полиморфной модификации 2М (Weaver, 1958).



Фиг. 11. Соотношение окислов железа в туфогенных аргиллитах

Все приведенные наблюдения, несомненно, свидетельствуют о туфогенной природе изученных аргиллитов. Породы этого типа распространены во многих вулканических областях (Запорожцева, 1958а, б; Бровков, Фролова, 1962). Они вместе с бентонитовыми породами (от которых отличаются минеральным составом и физическими свойствами) представляют самостоятельный тип пирокластических образований. К сожалению, туфогенным глинистым породам не нашлось единиц в классификации вулканогенных обломочных горных пород (1962), предложенной комиссией Первого Всесоюзного вулканологического совещания.

Туфогенные песчаники. Еще одним типом пород, образовавшихся целиком из пирокластического материала, являются туфогенные песчаники. И хотя эти породы очень редко встречаются в арениг-ландейльском вулканогенно-осадочном комплексе, на них все же следует кратко остановиться. Тем более, что в некоторых других вулканических областях они тоже присутствуют и в большем объеме (Хворова, Елисеева, 1965).

Туфогенные песчаники состоят из свежевыброшенных пирокластических продуктов, отложившихся в морской среде и не содержащих чуждого, невулканического материала. Выброшенный материал прежде чем захорониться подвергся сортировке, а некоторые обломки — окатыванию.

Результаты воздействия гидродинамики можно увидеть и в некоторых горизонтах псаммитовых туфов. Они выражаются в сортировке обломков, отсутствии тонкого витрического материала, в слоистой текстуре. В таких туфах целые кристаллы, как правило, сохраняют свой интрателлурический облик, а обломки имеют резко остроугольную форму.

При более интенсивной обработке пирокластического материала, какую мы наблюдаем в туфогенных песчаниках, кристаллы, и в первую

Таблица 6

Химический состав туфогенных аргиллитов (в %)

Компоненты	Образцы																	
	257	653	708	1268	734	1222	1150	1377	781	1844	1764	509	99	1773	1138	691	1778	1775
SiO ₂	75,34	71,25	71,24	66,97	66,78	65,57	65,51	63,52	63,26	63,22	62,10	61,08	59,76	59,69	58,74	56,69	49,89	49,70
TiO ₂	0,54	0,63	0,55	0,81	0,73	0,62	0,81	0,61	0,62	0,90	1,01	0,95	0,99	0,81	1,01	1,15	1,08	1,52
Al ₂ O ₃	10,33	10,46	11,72	12,69	11,60	13,87	13,26	12,41	12,33	12,54	15,24	16,72	17,06	14,55	15,59	19,99	15,94	15,91
Fe ₂ O ₃	3,69	7,59	3,44	7,59	7,49	2,65	9,29	8,57	7,81	4,17	4,80	6,41	8,47	5,93	9,43	4,45	3,89	8,13
FeO	0,33	0,43	1,02	0,28	Нет	2,28	0,14	Нет	0,75	3,14	2,00	1,01	1,40	3,41	Нет	3,72	6,40	4,01
MnO	0,04	0,30	0,10	0,05	0,65	0,09	0,57	1,21	0,87	0,10	0,15	0,45	0,80	0,15	1,52	0,13	0,30	0,44
CaO	0,59	1,35	1,03	1,04	3,29	1,63	0,37	1,28	2,56	1,31	1,96	1,00	0,76	1,84	1,22	0,99	4,07	2,69
MgO	1,13	0,85	1,65	1,54	1,10	2,66	0,90	2,05	1,41	4,50	2,23	1,70	2,10	2,76	1,61	1,87	4,97	4,72
Na ₂ O	0,42	1,97	1,63	1,57	1,27	3,21	1,28	1,76	1,81	1,89	5,85	1,46	0,99	5,13	0,74	1,40	4,75	3,59
K ₂ O	2,74	2,21	2,56	8,36	3,24	3,28	3,10	2,75	2,57	3,19	1,48	3,72	4,50	1,87	2,48	2,65	1,78	3,28
H ₂ O ⁺	2,37	1,54	3,40	2,49	2,01	2,86	3,30	3,35	2,55	3,65	2,27	3,30	3,07	2,78	5,05	4,78	4,24	1,85
H ₂ O ⁻	1,91	1,00	1,26	1,04	1,09	0,66	1,01	1,34	1,60	0,89	0,70	1,42	0,53	0,91	2,16	1,65	0,84	1,85
CO ₂	0,06	0,22	Нет	0,02	0,18	0,24	0,18	0,40	1,26	Нет	0,04	Нет	0,08	0,02	0,10	0,14	1,36	Нет
C	Нет	0,19	0,08	0,14	0,08	0,32	0,36	0,01	0,08	0,16	0,29	0,16	0,16	0,16	0,23	0,17	0,07	1,04
P ₂ O ₅	Не опред.	0,14	Не опред.	0,27	0,25	0,30	0,14	0,14	Не опред.	0,27	0,30	0,18	Не опред.	0,25	0,11	0,14	0,18	0,23
Сумма	99,49	100,13	99,77	99,86	99,76	100,24	100,22	99,40	99,48	99,93	100,42	99,56	100,67	100,26	99,99	99,92	99,74	100,08

Усредненный химический состав арениг-ландейльских пород

Породы	Количество образцов	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	CO ₂	C	P ₂ O ₅
Альбитофиры.	3	79,12	10,21	0,35	1,44	0,87	0,07	1,36	0,29	4,42	0,36	0,12	0,08	0,05
Туфы плагиолипаритового состава (псаммитовые и алевритовые)	10	75,01	10,53	0,41	2,47	1,05	0,17	1,02	0,76	3,24	1,76	0,03	0,16	0,06
Туфогенные аргиллиты.	11	67,29	13,00	0,69	6,00	0,76	0,40	1,15	1,40	1,45	3,32	0,06	0,09	0,14

очередь плагиоклазы, приобретают окатанную форму (табл. V, 2). В таких породах многие кварцевые зерна сохраняют первичную оплавленную форму, а некоторые кристаллы плагиоклазов слабо окатаны и имеют вытянутую призматическую форму. Облик обломков в туфогенных песчаниках ясно свидетельствует об их пирокластическом происхождении.

Строение таких пород можно рассмотреть на примере туфогенных песчаников из разреза у Медногорска (табл. V, 1). Эти породы красновато-серого цвета, они сложены обломками кристаллов кварца и андезина (№ 44—48), размером до 1,0—1,5 мм. Присутствуют обломки альбитофиров и кварцевых альбитофиров.

Обломки кристаллов и пород соприкасаются, обнаруживая в точках соприкосновения признаки растворения. Связующей массы очень мало, она представлена рудным веществом, заполняющим поры между обломками.

Туфогенные песчаники представляют особый тип пород в ряду вулканогенно-осадочных отложений. По-видимому, их не следует относить к пирокластическим породам, так как сортировка и окатанность их материала — признаки собственно осадочных образований. В то же время совершенно ясно, что данные породы нельзя рассматривать и среди терригенных и вулканотерригенных (вулканомиктовых) песчаников.

Осадочно-пирокластические породы

Породы этой группы представлены кремнистыми туффитами — образованиями, состоящими из смеси пирокластического (больше 50% породы) и осадочного материала (кремнезема). Они залегают в виде прослоев и линз (например, 8×0,7 м; 3×1,2 м) среди вулканогенных обломочных пород, а иногда вместе с яшмами образуют мощные пачки, обособленные в разрезе.

Эти породы серого, красновато-серого, вишнево-красного, иногда зеленого цвета, с раковистым изломом. Красные и зеленые кремнистые туффиты целесообразно называть яшмовидными туффитами.

Кремнистые туффиты состоят из тонкообломочного (<0,01 мм) пеплового материала и тонкокристаллического агрегата кварца (табл. V, 3). Сохранившийся пирокластический материал представлен мелкоалевритовыми обломками кристаллов плагиоклаза, кварца и зернами рудных минералов. Кристаллокласты иногда образуют прослойки, видимые только под микроскопом. Яшмовидные туффиты окрашены в красный цвет выделениями гематита.

В кремнистых туффитах встречаются плохо сохранившиеся остатки радиолярий.

Химический состав этих пород характеризуется большим количеством кремнезема (от 76 до 85%) при 5—10% Al_2O_3 и 0,3—0,5% TiO_2 (табл. 8).

Следует отметить, что под микроскопом пепловый материал в туффитах очень трудно поддается количественной оценке, так как тонкокристаллический кварц представляет собой смесь осадочного кремнезема и кварца, образовавшегося при постседиментационном изменении вулканического стекла.

Кремнистые и яшмовидные туффиты занимают промежуточное место между осадочными кремнистыми (кремнями и яшмами) и тонкообломочными пирокластическими образованиями. Они сформировались в результате совместного выпадения в осадок тонкой пирокластике и кремнезема.

Вулканотерригенные (вулканомиктовые) породы

Эти образования, возникшие в результате разрушения и переотложения местных вулканических пород без примеси постороннего терригенного материала, включают в себя вулканомиктовые песчаники (размер обломков — 0,5—2,0 мм), гравелиты (2—10 мм) и конгломераты (больше 1—2 см).

Вулканомиктовые песчаники и гравелиты состоят из хорошо окатанных и сортированных обломков альбитофигов, кварцевых альбитофигов и их туфов. В них наблюдаются также крупные (до 2 мм) неокатанные кристаллы альбита и небольшое количество хлоритово-кремнистой связующей массы — измененного вулканического стекла.

Вулканомиктовые конгломераты сложены обломками туфов кислого состава, размером от 2—3 до 20—25 см. Иногда среди них попадаются валуны и глыбы до 0,5 м. Обломки округлые и плохо окатанные, нередко встречаются слегка обтертые тонкие плитки туфов.

В большинстве конгломератов (особенно в сортированных) связующая масса отсутствует или ее очень мало. Но некоторые обломки заключены в материале (до 50% породы), представляющем собой псаммитовый туф.

Вулканотерригенные породы в большом количестве встречены только в одном разрезе — по р. Кос-Истек. Они слагают пачки от 5 до 20 м, причем их мощность быстро меняется в латеральном направлении вплоть до полного выклинивания пород. Появление их связано с особенностями обстановки образования осадков в районе Кос-Истека.

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Среди осадочных образований присутствуют кремнистые (источник вещества вулканогенный), терригенные и карбонатные породы (собственно осадочные).

Кремнистые породы

Кремнистые породы представлены темно-красными (редко зелеными) яшмами и серыми и голубовато-серыми кремнями. Эти типы пород отличаются наиболее высоким содержанием кремнезема — от 85 до 95% (см. табл. 8). Присутствие в них небольшого количества Al_2O_3 (1,5—5,0%) и TiO_2 (0,08—0,20%), вероятно, можно отнести за счет примеси тонких пепловых и терригенных частиц.

Таблица 8

Химический состав кремнистых пород (в %)

Компоненты	Образцы кремнистых и яшмовидных туффигов								Образцы кремней и яшм					
	483	71	73	96	737	53	846	710	163	732	835	159	1735	1847
SiO ₂	76,57	76,75	77,96	80,87	80,78	83,00	83,22	84,60	85,41	86,46	89,16	89,70	85,50	94,22
TiO ₂	0,35	0,48	0,33	0,41	0,40	0,29	0,28	0,33	0,30	0,20	0,20	0,20	0,12	0,08
Al ₂ O ₃	11,46	8,93	7,49	8,02	6,70	6,70	6,00	5,58	4,77	4,90	3,91	3,44	1,40	1,97
Fe ₂ O ₃	1,70	2,56	2,16	1,08	2,19	2,47	1,81	0,87	2,36	1,22	1,06	1,21	9,11	1,08
FeO	1,27	1,81	2,83	2,31	2,33	0,76	0,70	0,41	0,77	2,36	0,96	0,68	0,72	0,53
MnO	0,20	0,32	0,47	0,36	0,35	0,09	0,14	0,14	0,17	0,09	0,12	0,24	0,45	0,17
CaO	1,24	0,62	0,84	0,48	1,81	1,07	0,91	2,13	0,81	1,25	0,63	0,62	0,61	0,64
MgO	0,19	2,03	2,28	1,20	0,93	0,25	1,30	0,60	0,90	0,58	1,59	0,54	0,52	0,41
Na ₂ O	4,67	1,11	1,05	0,89	2,66	0,58	0,58	0,76	0,38	1,50	0,50	0,26	0,07	0,27
K ₂ O	0,22	1,60	0,60	1,60	0,08	1,56	0,94	0,94	1,06	0,08	0,31	0,65	0,11	0,55
H ₂ O ⁺	1,96	2,47	2,31	1,84	1,04	1,48	2,15	1,36	1,41	0,42	1,52	1,17	0,91	0,39
H ₂ O ⁻	0,18	1,10	1,11	0,39	0,31	1,07	1,57	0,79	0,99	0,28	0,51	0,80	0,56	0,15
CO ₂	0,04	0,02	0,08	Нет	0,14	Нет	Нет	0,08	Нет	0,04	0,02	0,06	0,06	0,08
C	Нет	0,03	0,05	0,05	0,01	0,10	0,27	0,22	0,19	0,08	0,20	0,05	0,03	Нет
P ₂ O ₅	0,05	Не опред.	0,04	Не опред.	0,14	0,07	0,09	0,04	0,04	0,09	0,09	0,07	0,08	0,09
Сумма	100,10	99,83	99,60	99,50	99,87	99,49	99,96	99,85	99,56	99,52	100,78	99,69	100,25	100,63

Кремни состоят из микрокристаллического кварца с небольшим количеством тонковолокнистого хлорита, листочков гидрослюд и агрегатов лейкоксена — вторичных минералов, возникших при изменении пепловой примеси.

Кремни залегают в виде небольших линз. Мощность слоев 2—7 см, иногда возрастает до 30—40 см. Линзы имеют вздутую форму, их толщина 0,8—3,0 м при длине 3—8 м.

Яшмы встречаются как в виде небольших по мощности (3—5 м) линз (но довольно протяженных), так и крупных линз мощностью в раздувах от 25 до 190 м, прослеженных по простиранию на расстояние выше 1,5—2,0 км.

Яшмы сложены гематитово-кремнистым криптокристаллическим агрегатом с большим количеством остатков радиолярий, порой хорошей сохранности. В яшмах наблюдается неравномерная перекристаллизация, некоторые участки сложены мелкокристаллическим кварцем (0,02—0,50 мм), порода местами пронизана жилками (до 3 мм в поперечнике) мозаичного кварца. Встречаются также мелкие трещинки, выполненные гидроокислами марганца, гематитом и гидроокислами железа.

В оруденелых яшмах (из районов марганцевых рудопроявлений) гематита и гидроокислов марганца очень много. Такие породы под микроскопом выглядят непрозрачной массой с просвечивающими остатками радиолярий (табл. V, 4, 5).

Результаты рентгенометрического изучения серии образцов кремнистых пород, взятых из нескольких разрезов на разных стратиграфических уровнях, показывают большое однообразие их минерального состава. Все они состоят из кварца, других кремнистых минералов в основной массе кремней и яшм не обнаружено. Лишь в некоторых яшмах Губерлинского района внутренние полости в остатках радиолярий выполнены халцедоном.

По внешнему виду, микроскопическому строению и химическому составу осадочные кремнистые породы близки к описанным выше кремнистым туффитам. Эти типы пород являются членами одного непрерывного ряда, и можно подобрать полную гамму перехода от кремнистых и яшмовидных туффитов к кремням и яшмам. Отнести породу к тому или другому типу часто можно лишь оценив количество пеплового материала. Что касается кремнезема, то источник его, очевидно, был единым как в случае образования осадочных кремнистых пород, так и при формировании кремнистых туффитов.

Проблема происхождения кремнезема очень трудна, и не всегда появление кремнистых пород в вулканической области можно связать с деятельностью какого-либо определенного вулканического аппарата. Но возможность установления такой связи существует, и ее демонстрирует состав вулканогенно-осадочного комплекса в Губерлинском районе и у Новой Ракитянки.

На левобережье нижнего течения Сухой Губерли, а также в соседнем районе на левом берегу Урала в ядрах небольших антиклинальных складок яшмы залегают на диабазах. Можно говорить о часто повторяющемся сонахождении определенного типа диабазов и яшм в этом районе.

Особенностью ордовикского комплекса у Новой Ракитянки является большое количество кремнистых пород и присутствие покровов альбитовых диабазов на нескольких стратиграфических уровнях. В обнажениях можно увидеть, как линзы и прослои кремней, кремнистых и яшмовидных туффитов всегда залегают непосредственно на покровах диабазов или замещают их по простиранию.

Оба этих примера прямо указывают на то, что излияния основных лав сопровождалась выносом кремнезема (очевидно, гидротермальными

растворами) в морскую среду и осаджением какой-то его части вблизи от покровов.

Труднее установить генетическую связь с вулканизмом кремнистых осадков, отложившихся в районах, относительно удаленных от вулканического центра. Так, например, у Нового Курского яшмы в виде мощной (190 м) пачки залегают на толще вулканогенных обломочных образований. Но и в этом случае существуют косвенные данные, свидетельствующие о том, что вулканизм являлся источником кремнезема.

Среди яшм обнаружено несколько маломощных прослоев (0,3—4,0 м) псаммитовых туфов андезитового состава, тогда как вся толща отложений, залегающая у Нового Курского стратиграфически ниже кремнистой пачки (330 м), сложена туфогенными аргиллитами и туфами плагиолипаритового состава. Смена пирокластических пород кислого состава яшмами и туфами среднего состава свидетельствует об изменении состава силикатного расплава и характера вулканизма. Сократилось количество эксплозий, и соответственно могла возрасти интенсивность подводной фумарольной деятельности. В связи с таким изменением характера вулканизма становится понятным появление в данном районе толщи кремнистых осадков.

В некоторых районах кремнистые отложения вообще невозможно пространственно связать с каким-либо вулканическим очагом. Примером являются довольно мощные пачки кремнистых туфитов с горизонтами яшм из разрезов у Караколь-Михайловского и Кидрясова, залегающие в отдалении от вулканов.

По-видимому, в этих районах кремнезем выпадал в осадок из общего фонда кремнекислоты, находившейся в морском бассейне. Но общий фонд кремнезема пополнялся, очевидно, огромным количеством подводных эксгаляций, происходивших в арениг-лландейльское время на многих участках морского бассейна.

Таким образом, источник кремнезема и для осадков, отложившихся в районах, пространственно относительно отдаленных от областей развития эффузивов и центров эксплозивного вулканизма, был, вероятно, вулканическим (или поствулканическим), а аккумуляция кремнистого вещества седиментационной.

Терригенные породы

Терригенные породы не характерны для арениг-лландейльского вулканогенно-осадочного комплекса. В нем встречено всего несколько прослоев песчаников, алевролитов и аргиллитов. Поэтому дается очень краткое описание этих пород.

Песчаники, как правило, красно-коричневые, неравномерно зернистые, плохо сортированные. Среди них выделяются разности с размером зерен 0,1—0,4 мм (мелко- и среднезернистые) и 0,5—0,6 мм (крупнозернистые); в обеих присутствует довольно много алевролитового материала. Преобладающая форма зерен окатанная и полуокатанная (табл. VI, 1, 2).

Большая часть зерен состоит из кварца (до 70—80%), второстепенные минералы — плагиоклаз и калиевый полевой шпат (микроклин). Плагиоклаз представлен зернами с полисинтетическими двойниками (альбит № 6—10, олигоклаз-андезин № 24—28, андезин № 38—42). Среди аксессуарных минералов отмечены эпидот (до 2—3% породы), циркон, дистен, ставролит, апатит, рудные минералы.

В песчаниках постоянно присутствуют обломки эффузивных пород, размер которых превышает средние размеры зерен (0,7—0,8 мм). Обломки эффузивов представлены альбитофирами и андезитовыми порфи-

ритами. Среди обломков невулканических пород наблюдались кварциты и кремнистые сланцы.

Обломки сцементированы дисперсно-чешуйчатым глинистым и глинисто-железистым веществом (гидрослюда, гематит). Часто цемента очень мало, но в отдельных слоях его количество достигает 30—40%.

Алевролиты (0,01—0,10 мм) представлены несколькими разновидностями. Одна из них встречается в ассоциации с описанными выше песчаниками. Такие алевролиты сложены зернами кварца, плагиоклаза, обломками метаморфических пород (мало). Акцессорные минералы те же, что и в песчаниках,— дистен, ставролит и эпидот.

Другая разновидность алевролитов (табл. VI, 3) состоит из хорошо сортированных обломков кварца (0,04—0,05 мм), составляющих 50—70% породы. Присутствуют листочки мусковита (0,01 × 0,14 мм). Обломки погружены в глинисто-железистую связующую массу.

Эти породы окрашены в кирпично-красный цвет, невооруженным глазом их почти невозможно отличить от туфогенных аргиллитов. По данным рентгеноструктурного анализа, фракция < 0,001 мм, выделенная из алевролитов этой разновидности, состоит из диоктаэдрической гидрослюда, гематита и хлорита.

Как указывалось выше, подобные минералы возникают в результате девитрификации пеплов при формировании туфогенных аргиллитов. Поэтому, возможно, большую часть алевролитов второй разновидности следует относить уже к туфоалевролитам или туффитам. Эти породы, распространенные только в краевой северной части Сакмарской структурно-фациальной зоны, образовались при совместном выпадении в осадок терригенных обломков кварца и тонкого пепла, принесенного с юга из районов с интенсивной взрывной деятельностью.

Алевролиты третьей разновидности состоят из соприкасающихся зерен кварца (0,04—0,10 мм) с чешуйками серицита между некоторыми зернами. В других слоях алевролитов наблюдается гидрослюдистый цемент, и лишь местами порода приобретает конформно-мозаичную структуру (табл. VI, 4).

Четвертая разновидность алевролитов сложена мелкими (0,02—0,04 мм) сортированными зернами кварца и редкими чешуйками мусковита (0,02 × 0,10 мм). Цемент базальный, гидрослюдисто-хлоритовый.

В алевролитах двух последних разновидностей количество тяжелой фракции ничтожно (рудные минералы, эпидота нет). Обе разновидности сформировались в кратковременные периоды с ослабленной взрывной деятельностью, когда поступление пеплового материала прекращалось.

Аргиллиты наблюдались всего в одном разрезе. Это крепкие тонкоплитчатые желтовато-серые глинистые породы, отличающиеся внешним видом и минеральным составом от туфогенных аргиллитов.

Рентгеноструктурным анализом образцов аргиллитов установлено (см. табл. 5), что они содержат в тонкой фракции (< 0,001 мм) гидрослюда, хлорит и «дефектный» хлорит.

Хлорит диоктаэдрический, вероятно, сильно железистый, так как интенсивность отражений с $d = 7,1$ и $3,55$ Å значительно выше интенсивности отражений с $d = 14$ и $4,7$ Å (образцы кипятились в 10%-ной HCl, каолинита не обнаружено).

«Дефектный» хлорит представляет собой смешанно-слоистую систему, образованную неупорядоченным чередованием нормальных и «разрушенных» бруситовых сеток, разделяющих тальковые слои. Об этом свидетельствует сильный рефлекс с $d = 11,8$ Å, фиксируемый на рентгенограмме прокаленного образца, а также то обстоятельство, что после насыщения образца глицерином и кипячения в 1N растворе K_2CO_3 заметных изменений в положении рефлексов на рентгенограммах не

наблюдается. Природа нарушений бруситовых слоев в этих хлоритах, вероятно, тождественна природе межслоевых промежутков, установленных для упорядоченного смешанно-слоистого минерала — сангарита (Дриц, Коссовская, 1963).

Подобных образований ни в одном из изученных образцов туфогенных аргиллитов встречено не было. В то же время аргиллиты (терригенные) из арениг-лландейльских отложений минералогически полностью подобны аргиллитам терригенной кидрясовской свиты тремадока, в последних также постоянно присутствует «дефектный» хлорит.

Карбонатные породы

Карбонатные породы представлены известняками, залегающими в вулканогенно-осадочном комплексе в виде единичных линз. Длина линз не превышает 50 м, а мощность 8—10 м.

Известняки мелко- и крупнозернистые (0,02—0,50 мм), массивные, цвет их меняется от светло-серого до розового и вишнево-красного. Среди них распространены разности с остатками трилобитов, брахиопод и криноидей. Органические остатки иногда образуют большие скопления, но чаще их мало и пространство между ними заполнено неравномерно раскристаллизованным кальцитом (табл. VII, 1).

В линзах встречаются прослой пород, состоящих из плохо окатанных обломков розового и белого известняка, размером до 3—5 см.

В известняках на правом берегу р. Ку-Агач некоторые горизонты обогащены литокластическим пепловым материалом (табл. VII, 2). Обломки эффузивных пород (0,4—1,4 мм) сильно изменены, по ним развивается хлорит и глауконитоподобный минерал. Эффузивные породы диагностируются по реликтам микролитовой структуры основной массы и сохранившимся таблитчатым вкрапленникам измененных (кальцитизированных) плагиоклазов.

Вместе с обломками эффузивных пород в известняках (табл. VII, 3) находится много глауконитовых зерен (размер в поперечнике 0,2—0,6 мм). В шлифах рядом с литокластами и глауконитовыми зернами наблюдались также ромбоэдры доломита (размером от 0,03 до 0,30 мм), образовавшиеся, судя по наблюдаемым взаимоотношениям, позже глауконита.

Интересно то, что глауконит развит только в пределах слоев с пирокластикой и не наблюдается в других частях известняковой линзы. Его появление явилось результатом диагенетического перераспределения вещества, связанного, по-видимому, с разложением пеплового (витрического) материала, попавшего в карбонатный осадок.

ПОРОДЫ ИНЪЕКЦИОННЫХ КЛАСТИЧЕСКИХ ТЕЛ

В некоторых районах Сакмарской структурно-фациальной зоны Южного Урала в толще вулканокластических пород кураганской свиты были встречены своеобразные вытянутые тела, внешне похожие на дайки и силлы микрокристаллических кислых изверженных пород. Однако микроскопическое изучение пород из этих тел показало, что все они имеют обломочную структуру.

По механизму образования рассматриваемые тела можно отнести к кластическим дайкам, давно известным геологам (Шрок, 1950; Гарецкий, 1956). Южноуральские кластические тела отличаются от описанных в литературе даек своеобразным строением, морфологией и способом образования.

В ордовикских толщах присутствуют два типа кластических тел: секущие (дайки) и пластовые. Оба типа можно увидеть, например, в 1 км

западнее Медногорска среди поля развития ордовикских зеленых туфов плагиолипаритового состава.

Дайки желтовато-серых и темно-серых пород, под большими углами секущие окружающие их пласты, имеют ширину от 0,4 до 8 м, а длина обнаженной их части достигает 30 м. Эти тела ограничены равными плоскостями, порой с зеркалами скольжения. На контакте с вмещающими туфами очень часто залегают охристо-желтые и обеленные туфобрекчии. Туфобрекчии маломощны (несколько сантиметров), в связующей массе много альбита и гипса. Туфы, вмещающие дайки, пронизаны мелкими (до 3—5 мм) жилками свежего альбита.

Породы, слагающие дайки, очень крепкие и менее подвержены денудации, чем окружающие их отложения. Поэтому дайки иногда имеют вид разрушенных стен высотой в 1—5 м, выступающих над задернованной поверхностью.

Изредка наблюдаются целые серии в 10—15 мелких параллельно простирающихся даек. Их длина не превышает 15 м, ширина 0,3—1,5 м. Расстояние между такими дайками может быть очень небольшим, и видно, как серия коротких параллельных секущих тел сливается в единую грядку, простирающуюся уже согласно с вмещающими породами.

Кластические тела, похожие на силлы, т. е. согласные с общим простираем вмещающих пород, довольно часто встречаются в районе Медногорска. Они по размерам несколько превышают дайки, длина их колеблется в пределах 25—70 м при ширине от 2 до 25 м. Местами их оперяют мелкие дайки.

Силлоподобные тела, как и дайки, сложены желтовато-серыми и темно-серыми породами, сильно отличающимися цветом и крепостью от вмещающих туфов. Последние пронизаны мелкими жилками альбита, так же как и породы на контакте с секущими телами.

Кроме Медногорска, кластические тела наблюдались автором у с. Новый Курский и в других районах. Верхнюю возрастную границу формирования даек нигде установить не удалось. Отсутствие подобных кластических тел среди кремнистых силурийских толщ позволяет предположить, что возраст даек не моложе низов силура. Не исключено, что эти тела образовались во время поднятия и складчатости, происходивших повсеместно на Южном Урале в период от позднего лландейло до раннего лландовери.

Микроскопическое изучение дайковых пород показало их большое сходство с арениг-лландейльскими туфами, несмотря на заметные внешние отличия. Автор наблюдал четыре типа пород кластических тел.

Породы одного из них состоят из витрокластов с примесью кристаллов алевритовой размерности (0,01—0,10 мм). Такие породы с хорошо сохранившимися реликтами пепловой структуры сложены частицами стекла, имеющими форму рогулек, вытянутых клиньев и волокон. Стекло замещено агрегатом кварца и хлорита с небольшим количеством сфена, лейкоксена и окислов железа. Кристаллы представлены кварцем и альбитом. Кристаллы кварца часто оплавлены, имеют округлые очертания, нередко с заливообразными краями. Целые кристаллы альбита имеют призматическую форму.

Дайковые породы другого типа сложены кристаллами кварца, альбита и обломками основной массы альбитофиров со сферолитовой структурой. Кристаллы и обломки альбитофиров составляют 40—50% породы, размер их колеблется в пределах 0,1—2,0 мм. Связующая масса состоит из измененного тонкообломочного витрического материала. Реликтовые витрокластические формы сохраняются редко, стекло замещено агрегатом хлорита и кварца. В связующей массе также присутствуют новообразованные мелкие кристаллы сфена и агрегаты лейкоксена.

Породы наиболее распространенного третьего типа состоят из микрозернистого агрегата кварца и хлорита с ничтожной примесью осколков кристаллов. Как и в первых двух типах, присутствуют минералы, возникающие при раскристаллизации вулканического стекла: сфен, лейкоксен, окисные соединения железа. По-видимому, первоначально дайковые образования состояли из очень тонких осколков стекла. В дальнейшем в результате уплотнения и девитрификации частицы утратили свою форму, образовался окремненный туф.

Особый тип, встреченный лишь в одной дайке, — это пирокластические породы, сложенные исключительно кристаллами кварца и альбита (до 0,5 мм).

Для всех кластических тел очень характерны участки (до 1 см) и жилки (0,05—0,50 мм), выполненные скоплениями чистых двойниковых кристаллов гидротермального альбита. Размеры кристаллов новообразованного альбита иногда намного крупнее, чем агрегаты основной массы породы, и достигают величины 0,05×0,50 мм. Реже встречаются жилки мозаичного кварца. В краевых частях некоторых даек появляется гипс.

Состав описанных выше типов пирокластических пород тождествен составу ордовикских туфов, распространенных как в окрестностях Медногорска, так и в других районах Южного Урала. Для туфов плагио-облипаритового состава характерны кристаллы кварца и альбита, а также обломки альбитофиров со сферолитовой структурой. Все минеральные образования, возникшие при девитрификации пирокластического материала даек (хлорит, кварц и т. д.), аналогичны наблюдаемым в туфах.

Породы кластических даек в шлифах отличаются от вмещающих их туфов значительно большим количеством альбита и заметно меньшим хлорита. Это и обусловило различие в цвете «рвущих» и вмещающих пород.

Кластические дайки возникли, вероятно, за счет местных пирокластических отложений, заполнивших трещины сейсмо-тектонического происхождения. По соотношению материала даек и вмещающих их пород кластические тела можно подразделить на дайки с «неперемещенным» и «перемещенным» материалом.

Дайки первой группы состоят целиком из материала вмещающих пород. По-видимому, по трещинам проникали термальные воды, которые вызывали дезинтеграцию пирокластических отложений и внедрение их под давлением в трещины. Иногда пирокластикой заполнялись целые серии коротких параллельных трещин, которые могли возникнуть под действием резких сейсмических толчков или локальных тектонических подвижек. Воды при значительных давлениях могли «перерабатывать» участки, разделявшие трещины, и в этом случае серии параллельных внедрений сливались в единое пластообразное тело. Так могли сформироваться кластические тела, морфологически похожие на силлы.

Дайки с перемещенным материалом сложены породами, резко отличающимися от вмещающих. Очевидно, пропитывание термальными водами разрыхленных осадков под давлением приводило к их направленному механическому перемещению по трещинам — инъекции.

В районе Медногорска кластические дайки встречены как в туфах, так и среди красных туфогенных аргиллитов, залегающих стратиграфически выше туфов. Это говорит о том, что перемещение материала происходило снизу вверх и рассматриваемые тела, используя принятую терминологию, следует относить к инъекционным кластическим дайкам (в отличие от нептунических).

Отсутствие в инъекционных дайках обломков пород заставляет предположить, что прорванные ими пирокластические образования были относительно рыхлыми. В пользу этого предположения говорит по-

всеместное на Южном Урале несогласное залегание без базальных конгломератов силурийских отложений на толщах ордовика. По-видимому, окаменение ордовикских пирскластических осадков не происходило в течение довольно длительного времени после захоронения, что облегчало их локальную полную дезинтеграцию и перемещение по трещинам.

Допустимо предположить, что при перемещении материал был слегка отсортирован. В подтверждение этого можно привести пример нахождения кластической дайки, сложенной только довольно крупными кристаллами. Вмещающие эту дайку туфы состоят из крупных кристаллов и большого количества мелкого и тонкого витрокластического материала, который, должно быть, был удален во время инъекции в трещину и перемещен в более высокие горизонты.

При сравнении химического состава неперемещенного материала инъекционной кластической дайки (А) и вмещающих ее туфов (Б) заметны повышенные содержания Na_2O в дайках, которые не сопровождаются столь же значительным уменьшением CaO :

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	Na_2O	K_2O	CaO	MgO
А	74,01	0,29	13,50	2,00	0,50	0,07	7,00	0,3	0,43	0,09
Б	78,62	0,32	9,31	2,06	1,34	0,14	3,17	1,32	0,49	0,66

При этом во вмещающих дайку туфах повышается количество FeO , MgO , K_2O . Очевидно, термальные воды, участвовавшие в формировании даек, содержали значительное количество натрия. Внедрение пирокластического материала в трещины сопровождалось его альбитизацией. При этом происходил вынос некоторых катионов (K^+ , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Ca^{2+}) за пределы трещин, во вмещающие породы. Возможно, переход в раствор и вынос кальция проходил в больших масштабах, чем это видно из приведенных анализов. На это указывает появление гипса в приконтактных брекчиях и краевых частях некоторых даек.

Полуколичественным спектральным анализом установлено присутствие в породе инъекционной дайки (А) небольшого количества молибдена — $(1-3) \cdot 10^{-4}$. Во вмещающих туфах, как поблизости от дайки (Б), так и в отдалении от нее, молибден не обнаружен.

Обзор типов пород арениг-лландейльского комплекса показывает, насколько велико было влияние вулканизма как источника вещества на образование осадков. Подавляющее большинство обломочного материала своим происхождением обязано взрывной деятельности. Появление кремнезема в виде кремней, кремнистых туффитов и яшм также связано с вулканизмом, а именно — с поствулканической деятельностью, сопровождавшей излияние лав основного состава.

МАРГАНЦЕВЫЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ

До последнего времени ордовикские отложения не считались высокоперспективными в отношении марганценосности. Несмотря на находку Мамедовым в 1932 г. харьковского рудопроявления в Блявинском районе, разведанного позднее А. А. Настенко (1941 г.), дальнейшие поиски марганца не увенчались успехом. Исследования последних лет показали, что марганцевые руды в изученном районе распространены шире, чем это предполагалось раньше.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДОПРОЯВЛЕНИИ

К настоящему времени известно три рудопроявления в арениг-лландейльских толщах: харьковское, кос-истекское и губерлинское.

Харьковское рудопроявление Блявинского района расположено севернее железной дороги Медногорск — Сара и восточнее выходов силурийских толщ (Блявинская синклиналь). Рудные линзовидные тела залегают в верхней пачке кураганской свиты — в вишнево-красных туфогенных аргиллитах, среди которых встречаются прослои зеленых разностей. Содержание марганца в рудах 5—21% при 10—17% железа. Несколько меньше марганца (8—12%) и больше железа (14—25%) содержат так называемые слоистые разности руд, представляющие собой марганецсодержащие (гидроокислы) туфогенные аргиллиты.

Кос-истекское рудопроявление обнаружено автором данной работы в Северных Мугоджарах на правом берегу р. Кос-Иstek, в 8 км ниже одноименного поселка, в верхней части арениг-лландейльского вулканогенно-осадочного комплекса. Руды в виде конкреций и мелких линз залегают в 26-метровой пачке яшм, причем рудоносный горизонт занимает ее центральную часть и не превышает по мощности 10 м. Этот горизонт прослежен от реки к северо-западу и западу на 2,5 км, после чего рудные конкреции исчезают.

Рудовмещающие породы представлены исключительно вишнево-красными яшмами с налетами гидроокислов марганца на плоскостях скола. В яшмах наблюдается отчетливая горизонтальная слоистость, мощность слоев 10—15 см. Горизонт омарганцованных яшм после выклинивания руд прослеживается дальше на юго-запад на расстояние 2,8 км, но его мощность сокращается. Яшмы на левом берегу р. Кос-Иstek руд не содержат, и по направлению на юго-восток они на коротком расстоянии выклиниваются.

Содержание марганца в кос-истекских рудах колеблется в пределах 21—48%, составляя в среднем 33,88% (табл. 9). Количество железа в рудах не превышает 3,25%, а в рудовмещающих яшмах достигает 17%. Среди яшм вместе с марганцевыми конкрециями обнаружены единичные круглые конкреции фосфоритов диаметром до 9 см (табл. XI, 1).

Губерлинское рудопоявление, найденное в 1963 г. И. В. Хворовой, расположено на правом берегу р. Урал, на 1,7 км северо-восточнее устья р. Сухая Губерля. Как и в Кос-Истекском районе, губерлинские руды в виде плоских конкреционных тел залегают в пачке вишнево-красных железистых (и омарганцованных) яшм—самых верхних горизонтах арениг-ландейльских отложений.

Марганцевые руды обнажаются на восточном крыле узкой антиклинали (в районе ее северной периклинали), они образуют три горизонта в 100-метровой пачке яшм. Нижний горизонт выходит на поверхность в ядре складки, он имеет мощность 5—7 м и прослежен на 100 м по простиранию. В 50—70 м восточнее по гребню меридионально вытянутого холма проходит второй горизонт, прослеженный по простиранию (азимут падения ВЮВ 125°, \angle 30—50°) на 600 м, его видимая мощность не превышает 3—4 м. Несколько большая (5—7 м) видимая мощность у третьего горизонта, обнаженного на гребне расположенного восточнее узкого холма. Возможно, второй и третий горизонты входят в единую непрерывную пачку, достигающую по мощности 50 м. Более точную характеристику рудоносной толщи затрудняет плохая обнаженность, овраг разрывает восточное крыло складки на две обособленные грядки.

Таблица 9

Содержание марганца и железа в рудных телах (в %)

Элементы	Образцы кос-истекских руд								
	1725	1859	1859а	1859б	1859в	1859г	1859д	1863	1864
Mn	35,19	37,51	32,15	28,58	40,07	33,70	39,37	35,17	38,56
Fe	0,77	0,77	1,12	1,81	1,15	3,25	0,90	1,99	0,40

Элементы	Образцы кос-истекских руд								
	1865	1868	1869а	1870	1871	1734	1929	1930	1932
Mn	41,04	34,76	47,73	21,21	32,46	37,59	21,15	30,30	23,34
Fe	1,73	1,95	0,43	0,90	2,02	2,31	2,65	1,88	1,48

Элементы	Образцы губерлинских руд													
	2019	2020	2023	2024	2025	2026	2027	2028	2029	2030	2031	2032	2035	2036
Mn	14,87	33,47	27,17	26,48	13,95	23,77	31,71	37,37	33,95	25,84	22,33	13,90	24,46	20,95
Fe	1,19	1,54	1,12	0,42	1,26	0,84	1,19	0,70	0,84	1,05	1,68	1,54	1,75	1,26

Содержание марганца в губерлинских рудах 13,90—37,37%, а железа — 0,42—1,75% (см. табл. 9.) Среднее содержание марганца в 14 пробах 25,09%, что несколько ниже величины, установленной для кос-истекских руд. Таким образом, марганцеворудные горизонты во всех трех районах залегают в верхних частях арениг-ландейльского комплекса. Рудовмещающими породами двух из них (кос-истекское и губерлинское рудопоявления) являются яшмы, тогда как харьковские руды заключены в туфогенных аргиллитах.

МОРФОЛОГИЯ РУДНЫХ ТЕЛ

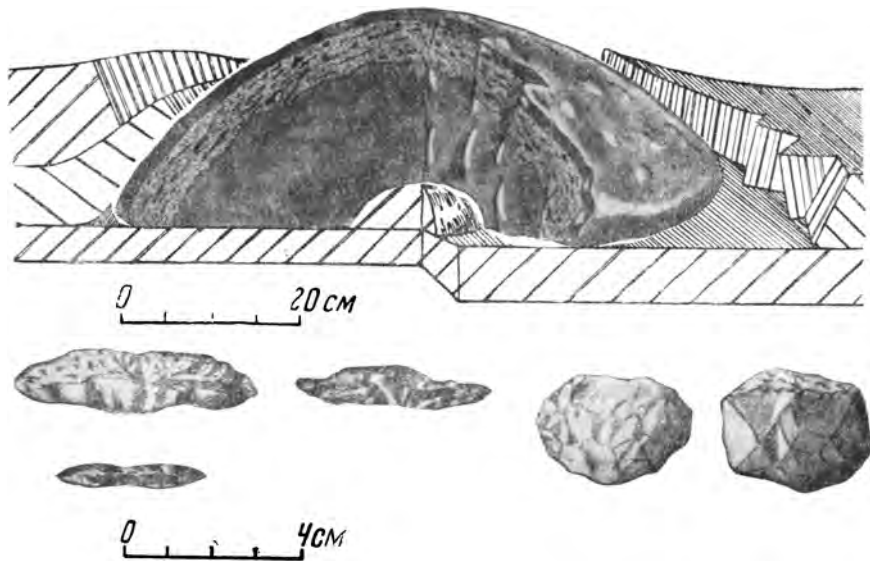
Рудные конкреции и линзы имеют разнообразные размеры и форму (фиг. 12—14). В кос-истекском горизонте очень часто встречаются уплощенные тела, округлые в плане, диаметром от 0,3 до 1,0 м при толщине от 7 до 25 см. Иногда попадаются линзы с плоской подошвой и выпуклой



Фиг. 12. Марганцевая конкреция. Район р. Қос-Истек



Фиг. 13. Марганцевая конкреция. Район р. Қос-Истек



Фиг. 14. Форма рудных марганцевых тел. Заштрихованы вмещающие ямши

верхней поверхностью. Значительно реже наблюдаются плоские рудные линзы длиной в 1,0—1,5 м, их толщина не превышает 14—20 см. Еще более разнообразные формы у мелких конкреций (диаметр от 3 до 15 см, чаще 7—10 см). Среди них встречены округлые, эллиптические, уплощенные и конкреции изометричной формы (см. фиг. 14).

Таковую же форму имеют марганцеворудные тела губерлинского рудопроявления. Отличительной особенностью является присутствие одиночных или группирующихся в горизонты очень плоских (2—3 см) «коркоподобных» тел длиной до 0,5 м, расположенных между яшмовыми слоями. В некоторых случаях центральная часть таких плоских образований резко раздувается до 12—15 см, тела приобретают в разрезе веретенообразную форму. Среди мелких конкреций (5—7 см) в Губерлинском районе встречены разности грушевидной формы.

В харьковском горизонте, по данным А. А. Настенко и Н. П. Хераскова, руды образуют залежи преимущественно линзообразной формы, длиной по простиранию 10—15 м и по падению 5—6 м.

Марганцевые руды, доступные в настоящее время для исследования в Кос-Истекском и Губерлинском районах, представляют собой темно-серую или черную пачкающую зернистую массу, местами с металлическим блеском. Наиболее крупные конкреции и линзы имеют сложное внутреннее строение. В них рудное вещество расслоено на несколько зон так, что участки более плотной руды обособлены от пористой кавернозной массы с включениями охристо-желтого кремнистого вещества (см. фиг. 14). Такие крупные тела сверху всегда покрыты очень плотной черной коркой (1—2 см). В одной из плоских линз кос-истекского рудопроявления обнаружен выдержанный тонкий прослой микрозернистой фосфатно-кремнистой породы с неравномерно рассеянными в ней округлыми скоплениями (диаметром 2—3 мм) окислов марганца. Мелкие конкреции сложены либо мягкими землистыми массами, либо твердыми ноздреватыми образованиями, состоящими из тонкозернистых минеральных смесей.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО И ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА КОС-ИСТЕКСКИХ РУД

По составу, парагенетическим ассоциациям и некоторым текстурным особенностям рудных скоплений марганцевые минералы, слагающие линзовидные тела и конкреционные образования, можно подразделить на две генетические группы. К первой группе относятся минералы первичных марганцевых руд, представленные окисными соединениями. Вторую группу составляют минералы зоны окисления.

В образцах, доступных в настоящее время для исследования, отсутствуют признаки первичных карбонатов марганца. Первоначальные марганцевые накопления были представлены, по-видимому, лишь гидроокислами марганца. Они если и сохранились в виде реликтов среди окисных марганцевых минералов, то отличить их от вторичных гидроокислов марганца зоны окисления по существу невозможно.

Первичные марганцевые минералы сохранились местами в виде отдельных зерен и мелких обособлений, сильно затронутых процессами выветривания. Об их первоначальном более значительном распространении часто можно судить лишь по реликтовым формам. Диагностика их крайне затруднительна и только при детальном минераграфическом изучении с помощью рентгеновского и микрорентгеновского методов удастся выяснить некоторые особенности состава первичных руд и получить общие представления о процессе их изменения.

Основные марганцевые минералы первичных руд представлены манганитом, гаусманитом, браунитом, биксбиитом, а также неизвестным минералом, по своим оптическим свойствам близким к биксбииту. Эти минералы образовались за счет первичных гидроокислов марганца. В тесной ассоциации с минералами этой группы находится апатит, присутствующий в виде идиоморфных кристалликов и агрегатов кристаллических зерен среди тонкокристаллического кремнистого вещества.

Вторую группу составляют минералы зоны окисления. Они возникли в результате выветривания скоплений первичных рудных минералов и представлены рансьеитом, криптомеланом и вернадитом. Вместе с ними встречается гидротетит.

Остановимся на краткой характеристике основных минералов обеих групп¹.

Гаусманит является одним из главных рудообразующих минералов. Он обычно находится в виде мелких агрегатов аллотриоморфнозернистого строения. Скопления гаусманита нередко выполняют остатки радиолярий (табл. VIII, 1). Иногда гаусманит образует псевдоморфозы по манганиту.

Рентгенометрическое исследование нескольких проб гаусманита, отобранных из полированных шлифов под микроскопом, показало полное тождество строения кристаллической решетки исследуемого минерала и эталонного гаусманита (табл. 10). Дополнительные линии на рентгенограммах изученных образцов могут быть отнесены за счет примеси манганита (линия 3,35) и рансьеита (линия 7,45), с которыми исследуемый минерал обычно тесно связан.

Манганит наряду с гаусманитом является одним из главных рудообразующих минералов. Он присутствует в виде скоплений сравнительно крупных призматических зерен, в значительной степени затронутых процессом окисления (табл. VIII, 2, 3).

Неизвестный марганцевый минерал по внешнему виду и оптическим данным напоминает биксбиит. Он образует агрегаты

¹ Марганцевые минералы изучались сотрудником ИГЕМ АН СССР П. Ф. Андрущенко.

Таблица 10

Результаты расчета рентгенограмм образцов марганцевых минералов

Гаусманит								Криптомелан						Неизвестный минерал					
1		2		3		4		5		6		7		8		9		10	
J	d _{αA}	J	d _{αA}	J	d _{αA}	J	d _{αA}	J	d _{αA}	J	d _{αA}	J	d _{αA}	J	d _{αA}	J	d _{αA}	J	d _{αA}
5	7,45	10	7,26																
5	6,77							4	6,96	4	6,92	4	6,92						
4	4,87	10	4,98	5	4,89	3	4,94	3	4,91	4	4,91	4	4,91						
		8	4,20																
10	3,350	10	3,34											1	(2,69)	10	4,09	1	3,55
7	3,09			6	3,08	5	3,09	5	3,10	5	3,11	5	3,11						
						3	2,89												
						9	2,77							1	2,59			1	2,59
10	2,44	5	2,44	10	2,48	10	2,49	2	2,44	2	2,46	2	2,46	7	2,44	2	2,48	5	2,42
9	2,39			5	2,36	4	2,36	10	2,39	8	2,40	10	2,40	3	(2,35)	2	2,37	5	2,35
6	2,14			7	2,04	4	2,04	9	2,16	4	2,21	4	2,16	10	2,12	5	2,13	10	2,13
10	1,815	7	1,80	6	1,80	2	1,825	5	1,827	5	1,835	5	1,835						
						5	1,795												
						3	1,706												
						2	1,642	2	1,657	4	1,64	2	1,64	10	1,643	3	1,633	8	1,633
						5	1,579												
9	1,542	10	1,538	10	1,544	8	1,544	6	1,543	5	1,54	5	1,54						
						1	1,468												
				7	1,445	4	1,445												
7	1,423	2	1,42			0,5	1,423	7	1,427	4	1,43	3	1,43	3	1,423				
4	1,376			1	1,386	0,5	1,382	2	1,375					3	1,375	1	1,376		
2	1,350	8	1,316	2	1,350	3	1,350	2	1,351	5	1,35	4	1,35						
4	1,295			5	1,280	4	1,280	1	1,297	4	1,29	1	1,295						
2	1,199	3	1,206	5	1,198	3	1,194	2	1,200	2	1,22	1	1,24						
2	1,183			3	1,185	3	1,180	1	1,178			1	1,22						
		2	1,137							4	1,15	1	1,15	1	1,137				
5	1,082			6	1,085	4	1,083	1	1,081			1	1,113						

1, 2, 5, 8, 9, 10—образцы из кос-истекского рудопроявления; 3—гаусманит, по М. Flischer, W. Richmod; 4—гаусманит, по L. Berry; 6—криптомелан, по В. И. Михееву; 7—криптомелан, по L. Berry.

мелких кристаллических зерен изометричной формы и вкрапленники короткопризматического облика. Величина зерен редко превышает 1 мм в поперечнике. Цвет минерала черный, черта коричневая или красновато-бурая. Блеск на свежей поверхности зерен металлический. Минерал не прозрачен, его микротвердость, определенная на микротвердомере ПМТ-3, составляет 961,4 кг/мм² при нагрузке в 100 г, что отвечает твердости 6,5 (по шкале Мооса).

Минерал изотропный, цвет в отраженном свете белый, в иммерсии при интенсивном освещении он имеет слабый оливковый оттенок. Все реактивы, применяемые при диагностическом травлении, на полированную поверхность минерала не действуют.

В зоне окисления минерал сравнительно легко замещается гидроокислами марганца, в частности криптомеланом. Отдельные полуокисленные зерна минерала, заключенные среди раскристаллизованной кремнистой массы, сохраняют лишь в реликтовой форме первоначальный призматический облик (табл. VIII, 5). Новообразования гидроокислов марганца нередко развиваются во внутренних частях кристаллических зерен минерала. В этом случае при интенсивном окислении возникают так называемые фонарные структуры. В периферических частях подобных полуокисленных зерен образуется сравнительно тонкая оболочка гидроокислов железа (табл. VIII, 6).

При интенсивном замещении гидроокислами марганца агрегатов кристаллических зерен минерала возникают сложные текстуры. Скопления зерен минерала при этом оказываются расчлененными на участки неправильной извилистой формы. Подобные текстуры могут вызвать ошибочное представление о первоначальных мирмикитовых вростках нерудного минерала, хотя во многих зернах минерала в действительности имеются пойкилитовые вростки кварца, усиливающие общую пестроту картины.

Микроспектральным анализом установлено, что в составе минерала присутствует только марганец. Исследованию подверглось мельчайшее зерно минерала, отобранное под микроскопом из участка, не затронутого окислением. Аналогичные пробы были подвергнуты микрорентгеновскому исследованию. Полученные данные приведены в табл. 10.

По оптическим свойствам, составу, парагенезису и поведению в зоне окисления исследуемый минерал можно, по-видимому, отнести к окисным минералам марганца.

Б р а у н и т сохранился лишь местами в виде реликтов. Первоначальные сравнительно крупные скопления мелких кристаллов браунита полностью замещены псиломеланом (табл. VIII, 4).

К р и п т о м е л а н является наиболее распространенным минералом среди окисленных руд кос-истекского рудопроявления. Он образуется главным образом при окислении неизвестного марганцевого минерала, а также за счет браунита и других минералов. В одной из рудных линз скопление криптомелана было встречено в прослое кремнистой породы, обогащенной апатитом (табл. IX, 1). Здесь он слагает совместно с гидроокислами железа тонкие прожилки и образует округлые микроконкреционные скопления, возникшие, по-видимому, в результате полного замещения идиоморфных выделений браунита. Сопоставление рентгенометрических данных для криптомелана кос-истекского рудопроявления и эталонного криптомелана показывает почти полное совпадение величин межплоскостных расстояний их кристаллических решеток (см. табл. 10).

В е р н а д и т присутствует почти повсеместно в виде бурых мягких землистых участков среди рудного вещества, затронутых процессами химического выветривания. Он образует небольшие скопления колломорфного строения (табл. IX, 2) и нередко встречается в виде концентрических сферолитоподобных образований (табл. IX, 3, 4).

Рансьеит в значительном количестве присутствует в рудах, образуя сплошные массы, состоящие из мелких тонкопластинчатых агрегатов (табл. IX, 5, 6). Он находится в тесном сростании с вернадитом и гидроокислами железа. Почти во всех исследованных образцах руд встречаются псевдоморфозы рансьеита по удлиненным призматическим кристаллам гаусманита и по брауниту.

Апатит среди руд образует скопления тонких кристаллов (0,05 мм), находящихся в тонкораскристаллизованной кремнистой массе. Иногда он наблюдается в кремнистых прослоях в наиболее крупных рудных линзах. Апатит в рудах почти всегда находится в ассоциации с псевдоморфозами гидроокислов марганца по брауниту и гаусманиту.

Содержание марганца в кос-истекских рудах 21—47% при 0,4—3,2% железа (см. табл. 9). Во вмещающих яшмах марганец содержится в количестве 0,7—1,5%, а железо — 7—17%.

Результаты химических анализов нескольких образцов руд показаны в табл. 11. Четыре проанализированных образца характеризуют руды, в различной степени обогащенные первичными окисными марганцевыми минералами или минералами зоны окисления. Обр. 1938 представляет собой богатую полуокисленную руду, содержащую сравнительно большое количество браунита, манганита и гаусманита, сохранившихся среди новообразований гидроокислов марганца. Последние представлены преимущественно кальциевым псиломеланом (рансьеитом). Обр. 1938а — полуокисленная руда, обогащенная марганцевым минералом типа биксбиита, точно еще не определенным. Обр. 1930 характеризует сильно окисленную кремнистую марганцевую руду, обогащенную криptomеланом и рансьеитом. Обр. 1931 представляет бедную марганцем фосфатно-кремнистую породу, содержащую микроконкреции и прожилковые скопления криptomелана.

Как видно из табл. 11, неперменной составной частью руд является кремнезем, количество которого редко бывает ниже 14,6%. Руды характеризуются пониженным содержанием глинозема.

Особенностью кос-истекских руд является присутствие в их составе фосфора¹. При повышенном содержании апатита в рудах довольно много кальция (обр. 1931 — 12,14% CaO). Некоторое количество кальция входит также в состав кальциевого псиломелана (рансьеита), в этих рудах содержание CaO колеблется в пределах от 2,18 до 3,13%.

¹ В некоторых разностях богатых окисленных марганцевых руд содержание P₂O₅ иногда достигает 10—18%.

Таблица 11

Химический состав марганцевых руд (в %)

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MnO ₂	Mn ₂ O ₃	CaO	MgO	P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O+	H ₂ O-	CO ₂	C	Сумма
1938	26,29	Нет	Нет	Нет	Нет	0,36	57,00	4,46	2,18	0,39	0,06	0,20	0,49	5,82	0,22	0,04	0,39	100,08
1938а	14,60	Нет	2,00	2,13	Нет	4,63	64,28	Нет	3,13	0,60	Нет	0,27	1,93	6,50	0,06	Нет	Нет	100,13
1930	34,55	0,12	1,38	3,33	Нет	0,09	40,91	7,67	2,73	Нет	0,32	0,23	1,61	4,85	1,39	0,28	0,03	99,49
1931	43,38	0,51	5,10	6,09	Нет	0,06	10,99	5,86	12,14	1,34	6,82	0,20	2,36	3,45	0,92	0,40	Нет	99,60

Рудные образования иногда отличаются повышенным содержанием калия (до 2,36%), который входит в состав криптомелана. Повышенное количество воды обусловлено развитием гидроокислов марганца в зоне окисления.

По данным химического анализа, в обр. 1938а содержится 0,08% CuO, 0,04% NiO и 0,01% CoO.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАРГАНЦЕВЫХ РУД

Первичный морской вулканогенно-осадочный генезис ордовикских руд определяется пластообразным залеганием горизонтов с рудными телами среди заведомо морских вулканогенно-осадочных пород, латеральным переходом этих горизонтов в безрудные яшмы и пирокластические породы и рядом других признаков.

О вулканогенном происхождении кос-истекских руд свидетельствуют: залегание яшм с рудными конкрециями и линзами в толще вулканокластических пород, отсутствие в разрезе у с. Кос-Иstek терригенных невулканических образований и значительное удаление источников сноса от этого района.

Таким же источник марганца был и в Губерлинском районе. Здесь образование существенно кремнистых и марганцевых осадков, как и при формировании кос-истекских рудных накоплений, было обусловлено усиленным поступлением в бассейн газогидротермальных растворов, приуроченных к моменту затухания эксплозивной деятельности. Но в этом районе, в отличие от Кос-Иstekского, уже четко улавливается пространственная связь марганценосных слоев с эффузивными породами. Губерлинский рудоносный горизонт соприкасается с диабазами; как на правом (район рудопроявления), так и на левом берегу Урала можно видеть тесную парагенетическую связь яшм с определенного типа диабазами (красновато-бурые диабазы с вариолитовой структурой).

Харьковские руды, по-видимому, так же как и губерлинские, связаны с подводной поствулканической деятельностью, сопровождавшей излияния диабазов, таких же, какие были отмечены в ближайших разрезах — у Новой Ракитянки и Блявы.

Марганец во всех упомянутых районах, вероятно, первоначально находился в кремнистых или пирокластических осадках в рассеянной форме. Высокие концентрации марганца, судя по морфологии рудных тел, возникли в результате его стягивания в диагенезе. Поэтому ордовикские руды можно считать седиментационно-диагенетическими.

Интересно отметить, что яшмовые марганценосные горизонты как в Кос-Иstekском, так и в Губерлинском районе залегают в самых верхних частях ордовикского комплекса. Такое же стратиграфическое положение занимают безрудные яшмы в районах Кызыл-Тас-сая и Нового Курского. Можно предположить, что мы имеем дело с остатками некогда выдержанного яшмового горизонта, сохранившимися после предсилурийского размыва. Это нельзя утверждать категорически, учитывая наблюдаемое несогласное залегание силурийских толщ на разных горизонтах ордовикского комплекса, но все же такое предположение не лишено вероятности. Этот горизонт не был «сплошным», а существовал, очевидно, в виде эпиточки более или менее протяженных яшмовых линз различной толщины.

Если посмотреть на схему южной части Южного Урала и Северных Мугоджар, то можно заметить, что все известные ныне марганцевые рудопроявления — кос-истекское (см. фиг. 1, разрез 14), губерлинское (см. фиг. 1, разрез 12) и харьковское (см. фиг. 1, разрез 7) — расположены на одной линии, простирающейся почти в меридиональном направлении. Нельзя не заметить, что и все известные до настоящего времени

диабазовые покровы находятся в районах, расположенных на той же линии. Это — диабазы Кызыл-Тас-сая, Сухой Губерли, блявинского разреза и лежащие на продолжении той же линии диабазовые покровы у Новой Ракитянки (последние на фиг. 1 занимают место примерно посредине между 4 и 5 разрезами). Линейное расположение вулканических очагов и связанных с ними источников марганца, по-видимому, объясняется их приуроченностью к крупному субмеридиональному разлому. При этом наиболее вероятно существование этого разлома в поздние этапы формирования арениг-лландейльского вулканогенно-осадочного комплекса. Но не исключено и длительное его проявление как подводящего канала при излиянии основных лав, о чем можно судить по составу комплекса у Новой Ракитянки, где покровы диабазов залегают на нескольких стратиграфических уровнях. Существуют также некоторые данные, позволяющие считать, что длительное поступление марганца в ордовикский бассейн Южного Урала происходило не только из тех источников, которые пространственно связаны с предполагаемой зоной разлома. Об этом свидетельствует установленная автором региональная зараженность отложений марганцем в виде высоких кларковых концентраций (см. ниже), а также наличие в некоторых отдаленных от этой зоны местах скоплений марганца с содержанием, значительно превышающим средние значения для всего района.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОРДОВИКСКИХ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА И ВОСТОЧНОБАШКИРСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Многочисленные девонские марганцевые месторождения, распространенные вдоль восточного склона Южного Урала в пределах Башкирской АССР, известны со второй половины XIX в. К настоящему времени они прочно вошли в литературу как пример классических вулканогенно-осадочных месторождений. Поэтому представляется интересным сопоставить ордовикские рудопроявления западного склона с восточнобашкирскими месторождениями, тем более что и те и другие формировались в единой геосинклинали, хотя и на разных стадиях ее развития.

Восточнобашкирские марганцевые месторождения и рудопроявления, по данным Н. П. Хераскова (1951), установлены в четырех различных стратиграфических горизонтах: бугулыгирском (Файзуллинские, Губайдуллинские, Янзигитово, Ялимбетово, Аюсазово, Ниязгулово II, Куруэльга, Тетраук и др.), бикүловском (Ниязгулово I, Кызыл-Таш, Бикүлово и др.), уразовском (Кожаяевка и др.) и мукасовском (Асылдовское и др.). Рудоносные горизонты подчинены мощной вулканогенной толще, состоящей из многократного переслаивания лав и туфов, среди которых выделяются порфириновые, диабазо-спилитовые и альбитофировые серии.

В составе рудовмещающих комплексов отмечены «красные, значительно реже зеленые яшмы и яшмовидные туффиты, зеленые светлые и красные кремнистые туффиты, темно-серые и желтоватые кремнистые сланцы. Эти породы переслаиваются и фациально замещаются глинистыми и более грубозернистыми туффитами, которые могут преобладать» (Херасков, 1951). Наиболее распространены два основных типа вмещающих пород — яшмы и кремнистые туффиты. Следует учитывать, что под «яшмами» Н. П. Херасков понимал неслоистые породы, содержащие от 95 до 98% кремнезема, в то время как слоистые разности с более низким содержанием кремнезема (70—90%) этим исследователем назывались «яшмовидными туффитами». Поэтому последние породы в некоторых случаях, по классификации, принятой в настоящей работе, соответствуют яшмам арениг-лландейльского комплекса (85—95% SiO₂, см. раздел «Типы пород и их происхождение»). Таким

образом, в отношении вмещающих пород наблюдается определенное сходство между ордовикскими и девонскими рудопроявлениями. Так, губерлинские и кос-истекские рудовмещающие яшмы подобны яшмам и частично яшмовидным туффитам восточнобашкирских месторождений, а туффитовые комплексы последних до некоторой степени соответствуют туфогенным аргиллитам харьковского рудопроявления.

Из литературы известно, что руды восточного склона залегают в виде линзообразных пластов мощностью 1—2 м (до 8—12 м), простирающихся в среднем на 300 м и лишь иногда на 500—600 м. Казалось бы, в этом можно усмотреть большое отличие девонских руд от конкреционных ордовикских. Однако детальное описание первых рудопроявлений, приводимое Н. П. Херасковым, показывает, что употребляемый во многих случаях термин «пласт» до некоторой степени соответствует «горизонту», использованному автором данной работы при описании кос-истекских и губерлинских руд. На восточнобашкирских месторождениях рудным веществом сложены «...тонкие линзовидные слоечки, линзочки, линзочки с закругленными концами, которые, по всей вероятности, являются сплюснутыми бобовинами, округлые бобовины, одиночные или группирующиеся в горизонты, и изредка неправильные угловатые корочки, также ориентированные по слоистости. В более бедных рудах рудные прослойки или горизонты линзочек и бобовин чередуются со слоями яшмы и яшмовидного туффита. Слоистая текстура, как правило, двух- или многостепенна: отдельными линзами бобовины и слоечки слагаются... в более или менее ритмичную серию, а пласт в целом может состоять из нескольких различных или чередующихся серий» (Н. П. Херасков, 1945 г.).

Такое строение рудных пластов принципиально немногим отличается от строения кос-истекского и губерлинского рудоносных горизонтов. А некоторые из восточнобашкирских месторождений в этом отношении полностью подобны ордовикским, для них также характерны линзочки и «марганцевые лепешки», залегающие в яшмах (Янзигитово и др.).

Как указывалось выше, первичными минералами кос-истекских руд были окисные соединения марганца. Первично окисными (браунитовыми) являются и те девонские руды, которые заключены в красных яшмах и яшмовидных туффитах. Но на восточнобашкирских месторождениях, кроме этого, присутствуют еще и карбонатно-силикатные руды внутри серых и зеленовато-серых туффитовых пластов, а также там наблюдается смена браунитовых руд карбонатно-силикатными на контакте яшм и туффитов. Присутствие карбонатно-силикатных (первичнокарбонатных) руд, а также их пространственное обособление от браунитовых, сопровождаемое изменениями вмещающих пород,— особенности, присущие девонским месторождениям в отличие от сравниваемых с ними рудопроявлений ордовика.

Из других отличительных особенностей следует отметить низкое содержание железа в большинстве рудоносных горизонтов восточного склона Урала. В них марганцеворудные тела редко заключены в сильно железистых яшмах, как это наблюдается в Кос-Истекском и Губерлинском районах, хотя и такой тип руд тоже известен. Так например, на Янзигитовском месторождении в яшмах присутствуют большие скопления гематита, всегда обособленные от марганцевых руд. Любопытно отметить, что и по форме рудных тел это месторождение также очень похоже на ордовикские рудопроявления.

И, наконец, стоит остановиться на одном из вопросов происхождения сравниваемых руд. Как указывалось, накопление марганца в Сакмарской зоне связывается с поствулканической деятельностью, сопровождавшей излияние основных (диабазовых) лав. В Восточной Башкирии, по мнению Н. П. Хераскова, подобные излияния иногда приводили к обра-

зованию в некоторых местах обильных (но тонких и невыдержанных) прослоев яшм с высоким содержанием железа, но марганцеворудные горизонты внутри диабазовых толщ не встречаются.

На связь кремнезема и железа с диабазами указывает и появление среди последних тел, сложенных так называемыми кварцево-гематитовыми породами, свидетельствующих о поступлении кремнезема и железа.

Появление марганцеворудных горизонтов Н. П. Херасков связывал с развитием альбитофирового вулканизма и отчасти андезито-порфирирового. Это мотивируется заметной ассоциацией яшм и руд бугулыгырского горизонта с альбитофирами, которые его либо подстилают, либо покрывают, а часто и вмещают. Уразовский горизонт покрывается альбитофирами, причем он известен лишь там, где внутри ирендыкской свиты развит «второй альбитофировый горизонт». Бикуловский горизонт в Абзелиловском районе залегает в порфирировой улутауской свите (иногда в соседстве с кварцевыми порфиритами), и отмечается, что верхние части этой свиты отличаются более кислым составом по сравнению со средними и нижними горизонтами, а также с порфиритами ирендыкской свиты. При этом руды бикуловского горизонта отличаются железистостью (Бикулово, Ниазгулово I, Кызыл-Таш и др.). Эта закономерность сохраняется и тогда, когда среди порфиритовых пород залегает бугулыгырский горизонт (Куруэльга). Н. П. Херасков подчеркивал, что залегание яшмовых горизонтов внутри пород диабазового состава девона Восточной Башкирии должно расцениваться как отрицательный поисковый признак на марганец.

Иное толкование происхождения яшм и руд бугулыгырского горизонта выдвинуто И. В. Хворовой, которая считает, что кремнезем и марганец накопились в осадках в поствулканический, фумарольный этап непосредственно после завершения эффузивной деятельности — формирования диабазов и спилитов карамалыташской свиты. В настоящее время О. А. Нестоянова (1964 г.) продолжает развивать прежнюю идею о связи марганцевых руд Восточной Башкирии с «альбитофировым» вулканизмом.

В заключение следует упомянуть о различном объеме марганца, заключенного в восточнобашкирских месторождениях и рудопроявлениях Сакмарской зоны и Северных Мугоджар. Налицо большая ценность первых в промышленном отношении, так как их количество очень велико и они заключены в четырех горизонтах, а в ордовикском комплексе — в одном. Но несмотря на все перечисленные выше различия, у обеих групп рудопроявлений больше общих черт и, несомненно, их можно отнести к одному типу. Открытие и изучение ордовикских рудопроявлений расширяет наши представления с масштабах площадного распространения и возрастном интервале формирования вулканогенно-осадочных марганцевых руд на Южном Урале.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОМ КОМПЛЕКСЕ

Одной из задач при изучении литогенеза является установление закономерности распределения химических элементов, как основных, так и второстепенных. Представляется интересным рассмотреть распределение в арениг-лландейльских отложениях SiO_2 , TiO_2 , Mn, Fe, P и некоторых малых элементов.

Кремнезем

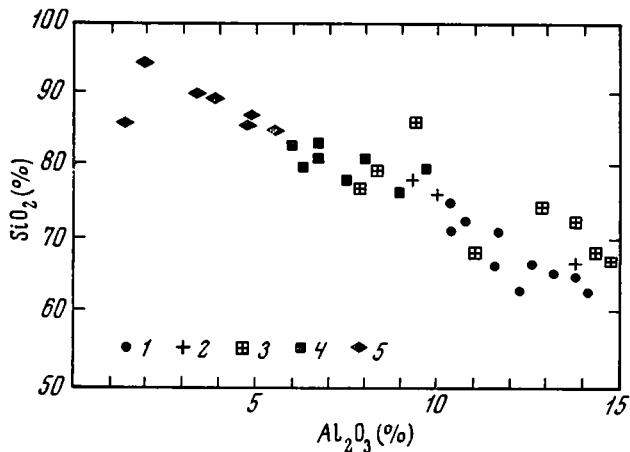
В составе вулканогенно-осадочного комплекса присутствует большое количество пород, содержащих больше 60—70% SiO_2 . Во всех них кремнезем, не связанный в алюмосиликатах, находится в форме кварца. Установлено, что в пирокластических породах кварц сформировался из кремнезема, освободившегося в результате девитрификации пеплового материала, происходившей в постседиментационный период. Особенно много новообразованного кварца наблюдается в туфах кислого (плагиолипаритового) состава.

В то же время в комплексе присутствуют породы, содержащие высокие концентрации кремнезема, образовавшиеся в результате химико-биогенного его осаждения. Это кремни и яшмы (85—95% SiO_2), слагающие мощные толщи или встречающиеся в виде отдельных горизонтов и прослоев.

Значительна роль SiO_2 в составе кремнистых туффитов (76—85%), представляющих собой смесь тонкого пирокластического материала с химико-биогенным кремнеземом. Кварц, составляющий большую часть этих пород, возник как в результате преобразования первичных кремнистых осадков, так и девитрификации пеплов (некоторая часть кремнезема в кремнистых туффитах и в пирокластических породах приходится на долю обломков кристаллов кварца и альбита).

График распределения SiO_2 и Al_2O_3 в ордовикских породах позволяет оценить разбавляющий эффект свободного кремнезема (фиг. 15). На нем видно, что кремнистые туффиты, кремни и яшмы могли бы возникнуть в результате последовательного прибавления SiO_2 к тонкообломочным пирокластическим осадкам (туфогенным аргиллитам).

Часто бывает трудно установить происхождение кремнезема в туфах и особенно в их тонкообломочных окремненных разностях. Последние порой характеризуются очень высоким содержанием кремнезема. По соотношению глинозема и кремнезема (см. фиг. 15) окремненные туфы близки как к пирокластическим породам (туфам, туфогенным аргиллитам), так и к кремнистым туффитам. По-видимому, некоторые окрем-



Фиг. 15. Соотношение SiO_2 и Al_2O_3 в арениг-лландейльских породах

1 — туфогенные аргиллиты; 2 — туфы плаггиолипаритового состава; 3 — тонкообломочные кремненные туфы; 4 — кремнистые туффиты; 5 — кремни и яшмы

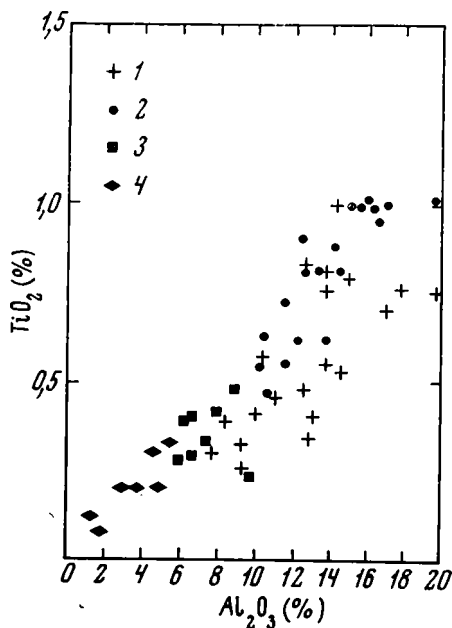
ненные туфы представляли собой пирокластический осадок, разбавленный химико-биогенным кремнеземом. Иногда в таких туфах встречаются остатки радиолярий, подтверждающие возможность биогенного происхождения некоторой части содержащегося в них кремнезема.

«Чистые» кремненные пирокластические породы целесообразно называть «туфогенными силицитами» (термин предложен И. В. Хворовой) в отличие от «кремнистых туффитов» — смесей пирокластического материала и первично свободного кремнезема. Окончательный вывод о происхождении SiO_2 и отнесение породы к тому или иному типу следует проводить очень осторожно, так как не исключена возможность перемещения кремнезема в постседиментационный период.

Титан

Содержание TiO_2 в арениг-лландейльских породах колеблется от 0,08 до 1,00% (фиг. 16). Больше всего TiO_2 содержится в туфах андезитового и дацитового состава и в некоторых туфогенных аргиллитах. Кремнистые туффиты содержат TiO_2 в количестве 0,30—0,50%, а кремни и яшмы — 0,08—0,20%.

Уменьшение количества TiO_2 в кремнистых породах обусловлено сокращением примеси пеплового материала, содержащего TiO_2 . Видимое



Фиг. 16. Соотношение TiO_2 и Al_2O_3 в арениг-лландейльских породах

1 — туфы; 2 — туфогенные аргиллиты; 3 — кремнистые туффиты; 4 — кремни и яшмы

на фиг. 16 возрастание TiO_2 в породах, содержащих большее количество Al_2O_3 , показывает связь обогащения пород титаном с увеличением в осадке количества пеплового материала, а также с повышением основности состава пеплов.

Данные распределения SiO_2 , Al_2O_3 и TiO_2 подтверждают вывод о существовании в составе вулканогенно-осадочного комплекса естественно-непрерывного ряда пород (туфогенные аргиллиты — кремнистые туффиты — яшмы) с целой гаммой переходных образований.

Марганец, железо, фосфор

Распределение Mn, Fe и P в арениг-лландейльских породах (взятых из различных частей разреза из разных районов) показано в табл. 12. Обращают на себя внимание очень высокие средние содержания Mn во

Таблица 12
Содержание марганца, железа и фосфора в арениг-лландейльских породах и конкрециях (в %)

Место отбора образцов	Изученные объекты	№ образца	Mn	Fe	P
Район Кос-Истека (рудные накопления)	Конкрекции и линзы	1865	41,04	1,73	Не опред.
		1869a	47,73	0,43	То же
		1859в	39,37	0,90	»
		1869	0,12	1,72	4,38
		1859б	0,6	3,47	11,88
	Вмещающие яшмы	1862	1,50	17,13	Не опред.
		1935	0,73	9,18	То же
		1874	0,21	8,89	»
		1909	1,09	5,69	0,07
	Район Новой Раки-тянки (повышенные содержания)	Диабаз	1165	1,95	11,01
Туфогенные аргиллиты*		1091	0,32	8,69	0,07
		1154	1,07	6,33	0,09
		1138	1,17	6,60	0,05
		1131	1,09	10,16	0,07
		1162	1,09	13,19	0,07
Кремнистые туффиты и кремни*		1089	0,54	10,06	0,07
		1155	1,36	6,34	0,05
		1161	1,09	7,47	0,08
Конкрекции		1043	1,26	1,64	0,02
		1043a	1,05	1,25	0,01
		1029	3,76	6,04	0,04
		1151	0,80	6,62	0,08
Весь изученный район (средние содержания)	Туфы	плагнолипаритового состава	0,13(20)**	2,59 (17)	0,04 (19)
		андезитового и дацитового состава	0,22 (8)	4,20 (7)	0,07 (8)
		среднее во всех туфах	0,16 (28)	3,06 (24)	0,05 (27)
	Туфогенные аргиллиты		0,29 (19)	5,61 (19)	0,09 (22)
	Кремнистые туффиты		0,17 (9)	2,73 (7)	0,04 (7)
	Кремни, яшмы		0,12 (6)	1,63 (6)	0,03 (6)

* Образцы, взятые вблизи диабазов.

** В скобках указано количество изученных образцов.

всех типах пород, превышающие значения кларков этого элемента в терригенных породах (Страхов и др., 1956; Ронов, Ермишкин, 1959). Например, среднее содержание¹ Мп в ордовикских туфогенных аргиллитах в несколько раз выше кларкового в глинах.

Распределение Мп в ордовикских породах: туфы в среднем содержат 0,16% Мп, туфогенные аргиллиты — 0,29%, кремнистые туффиты — 0,17%, кремни и яшмы — 0,12%. Примерно такая же последовательность наблюдается и в изменении содержания Fe и Р в различных типах пород. Количество Fe в туфах составляет 3,06%, в туфогенных аргиллитах оно возрастает до 5,61% и уменьшается в кремнистых породах до 1,63%. Интересно отметить, что превышение среднего содержания Мп в породе почти всегда сопровождается увеличением количества Fe. Содержание Р в арениг-лландейльских породах невелико — 0,03—0,09%, причем наибольшее оно в туфогенных аргиллитах.

Такой характер распределения Мп, Fe и Р — увеличение их содержания в туфогенных аргиллитах, представляющих собой определенный тип пеплов, отлагавшихся на некотором удалении от вулканов, — обусловлен, по-видимому, в значительной мере процессами сорбции и гравитационной дифференциации пеплов. Роль этих процессов, как уже упоминалось, установлена на примере молодых и современных вулканогенных толщ (Гущенко, 1963, 1964). Мп, Fe и Р, как и некоторые другие элементы, вероятно, могли улавливаться из газовой фазы эрупций тонко-раздробленными пепловыми частицами. Уменьшение процентного содержания этих элементов в кремнистых туффитах произошло в результате разбавляющего влияния кремнезема.

Вынос Мп, Fe и Р в составе поверхностных сорбционных пленок на пепловых частицах и в составе самого вулканического стекла, очевидно, не был единственным способом обогащения ордовикских пород этими элементами. Сорбционный процесс повлиял на различие в относительном распределении элементов по отдельным типам пород. Очень высокие средние содержания Мп в арениг-лландейльских породах в значительной степени обусловлены, вероятно, выносом этого элемента подводными гидротермами.

Следы подводного газогидротермального выноса Мп можно увидеть в разрезе ордовикских отложений района с. Новая Ракитянка. В этом районе содержание Мп в туфогенных аргиллитах, залегающих на диабазах, достигает 1,07—1,17%, а в кремнистых породах 1,09—1,36%, что соответственно превышает средние значения для туфогенных аргиллитов в 3—4 раза и для кремней в 3—11 раз. Нельзя не обратить внимание на повышенное содержание Мп в самих диабазах (1,95%).

В этом же разрезе обнаружено большое количество мелких кремнистых конкреций, содержащих Мп в количестве 0,80—3,76%. Формирование мелких конкреций в районе Новой Ракитянки является не чем иным, как зачаточной формой процесса рудообразования.

Породы, залегающие на диабазах или вблизи них, содержат также повышенное количество Fe (см. табл. 12). Так, содержание Fe в туфогенных аргиллитах 6,33—13,19% (в 1,2—2,3 раза выше среднего), а в кремнистых породах — 6,34—10,06% (в 2,3—6,0 раз выше среднего). Это свидетельствует о том, что горячие источники выносили в морскую среду Мп и Fe одновременно. В то же время здесь отсутствуют следы выноса Р.

Зная о существовании большого количества линз и прослоев кремнистых пород в ордовикских толщах у Новой Ракитянки, залегающих либо на диабазах, либо на их выклинивании, можно предполагать наличие в этом районе совместного выноса гидротермами SiO_2 , Мп и Fe.

Если в районе Новой Ракитянки рудообразовательный процесс не пошел дальше зачаточной стадии, то более полным он был в районах Кос

¹ Содержание Мп, Fe и Р в этом разделе дается в пересчете на элементы.

Истека и Сухой Губерли, где наблюдаются конкреционные руды с высокими содержаниями Mn.

На первый взгляд, в составе кос-истекского рудного горизонта Fe играет подчиненную роль, его количество в конкреционных телах очень невелико (0,4—3,2%). Значительно больше его в рудовмещающих яшмах (7—17%). И если учесть, что примерно в таком количестве Fe содержится в 10-метровом слое яшм, выдержанном, по крайней мере, на 2,5 км, то следует признать, что вынос этого элемента в данном районе был тоже довольно значительным и, возможно, даже приближался к объему вынесенного Mn. Точная количественная оценка поступающих в осадок элементов требует специальных исследований.

Таким образом, в районе Кос-Истека происходил вынос и выпадение в осадок SiO_2 , Mn и Fe. Но в отличие от района Новой Ракитянки здесь еще присутствует некоторое количество P, содержащегося как в марганцевых телах (4—7% P), так и образующего самостоятельные фосфоритовые конкреции (11,88% P).

Можно заключить, что характерной чертой ордовикского вулканогенно-осадочного комплекса является его марганценосность, выраженная в высоких кларковых концентрациях и наличии рудных скоплений. Рудопроявления марганца возникли на фоне его повышенных кларковых концентраций в осадках на большой территории, т. е. рудообразование не представляло собой исключительного явления, оторванного от общего перераспределения марганца в процессе седиментации.

Малые элементы

В подавляющем количестве спектральных проб арениг-лландейльских пород присутствуют Pb, Zn, Co, Ni, Cu, Cr, V, Ga; их распределение показано в табл. 13. Содержание этих элементов не превышает кларковых значений (по А. В. Виноградову), за исключением единичных необычно высоких концентраций.

В туфогенных аргиллитах наблюдается некоторое относительное увеличение содержания ряда элементов. Увеличение это очень незначительное, но тем не менее нельзя не заметить. Так, содержание¹ Cr в туфах часто составляет $3-7 \cdot 10^{-4}$, а в туфогенных аргиллитах $2-3 \cdot 10^{-3}$. В последних Cu весьма часто содержится в количестве $3-30 \cdot 10^{-3}$, тогда как в туфах ее заметно меньше. Содержание Pb, Zn, Zr количественно не увеличивается в туфогенных аргиллитах, но число пустых проб по сравнению с наблюдаемым в туфах намного меньше. Pb, например, содержится в туфах в 40% проб (из 17), а в туфогенных аргиллитах в 100% (из 16). Zn обнаружен в 12% проб туфов и в 50% проб туфогенных аргиллитов.

Небольшое увеличение Cu, Cr, Co, Ni, Pb, Zn, Zr в туфогенных аргиллитах, по-видимому, связано с сорбцией из металлоносных газов этих элементов вместе с Mn и Fe поверхностью тонкообломочных пепловых часглиц в момент извержения. In отсутствует в большей части туфов и туфогенных аргиллитов, но постоянно содержится в кремнистых туффитах и яшмах (в небольших количествах, соответственно $-3 \cdot 10^{-4}$ и $1 \cdot 10^{-4}$). Возможно, его появление каким-то образом связано с осаждением кремнезема.

В породах с повышенным содержанием Mn состав малых элементов расширяется. В них появляется Ba (от следов до $3 \cdot 10^{-2}$), следы Mo и Sr, несколько возрастает количество In. Содержание Ba невелико, учитывая, что его кларк в глинах и сланцах равен $8 \cdot 10^{-2}$ (по А. П. Виноградову).

¹ Здесь и далее содержание малых элементов дается в процентах по результатам полуколичественного спектрального анализа.

В двух образцах туфогенных аргиллитов с повышенным содержанием Mn количество Pb достигает $0,6—1,0 \cdot 10^{-2}$, что уже немного выше кларкового для глин и сланцев ($2 \cdot 10^{-3}$, по А. П. Виноградову). Увеличение количества некоторых малых элементов с ростом содержания Mn в породах, вероятно, происходит в связи с общим происхождением этих элементов.

В марганцевых конкрециях из района Новой Ракитянки также обнаружены Ba, Sr, Mo, In. В одних конкрециях (см. табл. 13, обр. 1029, 1151) наблюдается относительное повышение количества Pb ($1—3 \cdot 10^{-2}$), Cu ($1—5 \cdot 10^{-2}$), Cr ($3—7 \cdot 10^{-3}$), V ($3 \cdot 10^{-3}—2 \cdot 10^{-2}$), Ba ($3 \cdot 10^{-2}$), Mo ($1—3 \cdot 10^{-3}$). В других (обр. 1029а, 1101) больше Zn ($1 \cdot 10^{-2}$), Co и Ni ($5 \cdot 10^{-3}—1 \cdot 10^{-2}$). В обоих типах конкреций содержится In ($3—6 \cdot 10^{-4}$).

Как упоминалось выше, образование марганцевых конкреций связывается с поствулканическим подводным выносом Mn. По всей видимости, появление Ba, Mo, Sr, In и относительное повышение содержания Cu, Pb, Zn, Cr, V, Co, Ni вызвано выносом этих элементов гидротермами, захоронением в осадке совместно с Mn, Fe и SiO_2 , стягиванием их в процессе диагенеза вместе с Mn и SiO_2 .

Следует отметить очень высокое содержание Ba в диабазах у Новой Ракитянки $—0,01—0,10\%$, намного превышающее кларк Ba в основных эффузивах ($2,7 \cdot 10^{-3}$, по А. П. Виноградову).

В одном из районов с рудными накоплениями Mn (район Кос-Истека) в больших количествах происходили вынос и осаждение Cu. В марганцевых конкрециях и линзах содержание Cu постоянно составляет $1—5 \cdot 10^{-2}$, а в одном образце (1734а) количество Cu достигает $1 \cdot 10^{-1}$ (по А. П. Виноградову, кларк Cu в глинах и сланцах равен $5,7 \cdot 10^{-3}$, а в основных эффузивах $1,4 \cdot 10^{-2}$). В этом районе Sr отсутствует только в двух пробах марганцевых конкреций из 11 проанализированных, в 50% проб Sr содержится в количестве $1 \cdot 10^{-2}$. В двух конкрециях отмечено относительно высокое содержание V ($2—6 \cdot 10^{-2}$).

В фосфатсодержащих марганцевых и фосфоритовых конкрециях появляется Pb ($1 \cdot 10^{-2}$), а также большое количество Mo ($0,3—3,0 \cdot 10^{-3}$) и особенно Ba ($0,03—0,1$). Такого количества Ba не наблюдалось ни в одной из изученных проб ордовикских вулканогенно-осадочных пород из других районов Южного Урала.

Таким образом, породы и конкреции с повышенным содержанием Mn по составу и содержанию малых элементов отличаются от пород с кларковым количеством Mn (средним для ордовикских пород). В конкрециях и породах с повышенным количеством Mn появляются Ba, Mo, Sr, возрастает содержание Cu, Pb, Zn, Cr, V, Co, Ni, In, что, по-видимому, является результатом выноса этих элементов подводными гидротермами и последующего осаждения.

При этом в одних районах (с зачаточным рудообразованием марганца) в конкрециях больше Co, Ni, Cr, Zn, в других (с богатыми марганцевыми рудами и фосфоритами) — конкреционные образования содержат значительно больше Cu, Mo, Ba и Sr.

Итак, геохимические особенности арениг-лландейльского вулканогенно-осадочного комплекса выражаются в его региональной повышенной марганценоности (высокий кларковый фон) и существовании локальных накоплений с высокими концентрациями Mn (руды), Fe, P (фосфориты), SiO_2 (кремни, яшмы) и некоторых малых элементов.

Рассеянные содержания элементов сформировались как за счет их выноса гидротермами, так и выброса из вулканов и захоронения в осадке в составе вулканического стекла и сорбционных пленок.

Содержание рассеянных элементов в арениг-ландейльских

Породы		№ образца	Pb	Zn	Co
С кларковым содержанием марганца	Туфы плагиолипаритового состава	647	10	10	5
		554	20	40	5
		1448	Следы	30	5—10
		1755	30	300	3
		685	Следы	30—60	5—10
	Туфы андезитового состава	839	Нет	Следы	10
		840	»	»	5—10
		844	»	»	5—10
	Туфогенные аргиллиты	257	10	30	10—30
		708	Следы	10	10
		1268	30	60	30
		1222	30	30	5
		1773	10—30	100	10—30
		1844	10—30	60—100	10—30
	Кремнистые туффиты	483	30—60	10—30	10—30
71		10—30	30—60	10—30	
96		3	30	10	
53		1—3	10—30	10	
Яшмы	163	6	Нет	30	
	835	Нет	»	3	
С повышенным содержанием марганца	Туф плагиолипаритового состава	1038	Следы	30	5
	Туфогенные аргиллиты	734	60—100	60	30
		781	60—100	30	30
		1377	6	30—60	10—30
		99	10—30	30—60	10—30
	1138	10	30—60	10—30	
Диабазы из района Новой Ракитянки	1105	Следы	100	10—30	
	1165	»	100	30	
Марганцевые конкреции из района Новой Ракитянки	1043	60	6	10	
	1043a	6	6	5	
	1029	100—300	60	30	
	1029a	6	100	30—50	
	1101	10	100	50—100	
	1151	60—100	30—60	10—30	
Марганцевородные конкреции и линзы из района Кос-Истека	1859	Нет	Нет	5—10	
	1859a	»	»	10	
	1868	10—30	»	10	
	1734	Нет	»	5—10	
	1734a	»	»	10	
	1864	»	»	5	
	1870	100	»	5—10	
	1930	10	10	10—30	
	1931	100	6	10	
	1869	100	Нет	10	
Фосфоритовая конкреция	18596	100	Нет	5—10	

* По данным полуколичественного спектрального анализа.

породах и конкрециях (в 10^{-4} %)*

Ni	Cu	Cr	Zr	In	V	Ga	Ba	Mo	Sr
3	40	7	Нет	Нет	30	40	Нет	Нет	Нет
3-6	30-50	7-20	»	»	40	30-60	»	Следы	»
5	10-30	3-7	100	»	20-30	30	»	Нет	»
1-3	30	3	Нет	»	30	60	»	»	»
5-10	30-50	7	»	»	20	10-30	»	»	»
5	10	3-7	Нет	Нет	20	10	Нет	10-30	Нет
5	10-30	3	»	»	20	10	»	Нет	»
3-5	5	2	»	»	6-20	6-10	»	»	»
10	30-50	20	100	3	30-60	30	Нет	Нет	Нет
10-30	50	20	Нет	Нет	30	30	»	»	»
10-30	30-50	20-30	100	Следы	30-60	30-60	»	»	»
5	50	7	Нет	»	60	30-60	»	»	»
10-30	100	7-20	»	6	200	60	»	Следы	»
100	100-300	20-30	»	3	60-200	60	»	Нет	»
6	50	20	Нет	Нет	30-60	10-30	Нет	Нет	Нет
10-30	30	7-20	Следы	3	30-60	30	»	»	»
10	10-30	20	»	3	20-30	30	»	»	»
10	30	20	»	3	20-30	10-30	»	»	»
5-10	10-30	7-20	Следы	3	20	10-30	Нет	Нет	Нет
1-3	3-5	Следы	Нет	Нет	2	Нет	»	»	»
5	1	7	Нет	Нет	20	30	300	Нет	Нет
10-30	30-50	20	100	6	30-60	30-60	Следы	Следы	Нет
30	50-100	20-30	100	6-10	20-30	30-60	300	1-3	Следы
30	30-50	20	Нет	3	60	30-60	Следы	Нет	Нет
30	50	20-30	100	10	60	30-60	Нет	»	»
10-30	50	30	100	3	60	30	Следы	»	»
10-30	30	7-20	100	10	200	60	100-300	Нет	Нет
30	30	20	Нет	10	200	30-60	300-1000	»	»
10	30-50	7-20	Нет	Нет	6-20	10	Нет	1-3	Следы
5-10	30-50	7-20	»	»	6	6-10	»	3-6	»
10-30	100	30-70	»	»	200	30	300	10-30	»
30-50	10	20-30	»	3	6	10-30	Нет	Нет	Нет
50-100	10	20-30	»	6	6-20	30	»	»	»
10	300-500	30-70	»	6	30	30	300	»	»
5	500	2-3	Нет	Нет	30	Нет	Нет	Нет	Следы
5-10	500	3	»	»	30	»	»	»	»
30-50	100-300	Следы	»	»	30-60	»	»	»	100
10	300	3-7	»	»	30	»	»	»	Следы
30	1000	3	»	»	600	»	»	»	100
3-5	50-100	Нет	»	»	200	»	»	»	100
5	30-50	2	»	»	30	»	»	»	Следы
10-30	300	3-7	»	»	20-30	»	300-1000	1	100
10-30	100	7-20	100	»	20-30	10	Следы	10-30	100
10	100-300	Следы	Нет	»	6-20	ет	Нет	10-30	Следы
30-50	300	Нет	Нет	10	6-20	Нет	300-1000	3-6	100

Высокие концентрации Mn, Fe, SiO₂ и P в осадках образовались в результате газогидротермального выноса этих элементов в морскую среду и осаднения в относительной близости от очагов поствулканической деятельности. Повышенные концентрации Mn в ордовикских осадках возникли на высоком кларковом фоне, что свидетельствует о большом объеме поступления этого элемента в морской бассейн и широком площадном распространении подводных fumarol — источников Mn.

Помимо основного рудного компонента — Mn, гидротермы выносили ряд ему сопутствующих элементов. Следует подчеркнуть, что горячие источники выносили сразу несколько элементов.

При этом иногда во время осаднения элементов (районы Кос-Истекского и губерлинского рудопроявлений) не происходило их заметной пространственной дифференциации, исключая перераспределение вещества в диагенезе — образование конкреций и высоких концентраций элементов. В других случаях Mn и Fe поступали в осадок без кремнезема (районы Новой Ракитянки и харьковского рудопроявления).

Во время формирования накоплений с высокими концентрациями Mn и P происходило также соосаждение комплекса малых элементов: Ba, Mo, Sr, Cu, Pb, Zn, Cr, V, Co, Ni, In. Накопления этих элементов возникали в незначительных количествах, их содержание, как правило, низкое, почти кларковое. Лишь Cu и Ba в Кос-Истекском районе поступали в осадок в значительных количествах, их содержание в марганцевых рудах и фосфоритах относительно высокое.

Изучение геохимических особенностей вулканогенно-осадочного комплекса еще больше подчеркивает ведущую роль вулканизма в его образовании. Эксплозивному и поствулканическому процессам целиком обязано обогащение осадков многими элементами как в виде рассеянных содержаний, так и высоких концентраций.

ОБСТАНОВКА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

В аренигский и лланвирнский века, а также в начале лландейльского века на территории Южного Урала и Северных Мугоджар располагался морской геосинклинальный бассейн. На протяжении всего этого времени здесь происходила активная вулканическая деятельность, самым существенным образом влиявшая на седиментацию.

По условиям образования арениг-лландейльских осадков изученный район можно разделить на три неравнозначных по площади участка (центральный, южный и северный), в пределах которых, как было показано ранее, отложения имеют различный облик.

Большая часть осадков, доступных сейчас наблюдению в пределах центрального и северного участков (см. фиг. 1, I и III), представляет собой относительно глубоководные образования. Об этом свидетельствует преобладание илистых осадков и отсутствие остатков бентосной фауны. В арениг-лландейльских породах нет текстур, характерных для осадков мелководного бассейна и широко распространенных в нижележащей кидрясовской свите тремадока (Петровский, 1962). На относительно глубоководные условия осадконакопления указывают также отсутствие следов перемыва осадков и плохая обработка пирокластического материала. Туфогенные песчаники не характерны для центрального и северного участков (встречены всего в одном слое), а вулканотерригенных пород здесь почти совсем нет. Все это свидетельствует о том, что накопление осадков происходило на уровне, располагавшемся глубже нижней границы зоны взмучивания. Однако сразу следует исключить вероятность очень больших глубин, так как на глубинах океанического порядка не могло быть взрывных извержений, столь характерных для ордовикского вулканизма.

Рельеф морского дна, по-видимому, был расчлененным, рядом с относительно глубоководными депрессиями возвышались немногочисленные подводные поднятия, где отлагались обработанные пирокластические осадки, а изредка карбонатные илы.

Иные условия существовали на южном участке (см. фиг. 1, II). Здесь много вулканотерригенных пород, отложения быстро латерально меняются, что свидетельствует о более мелководной обстановке. Многократная смена в разрезе туфов вулканическими конгломератами обусловлена чередованием перемывов пирокластических осадков и спокойной обстановки их накопления. Очевидно, в пределах южного участка длительно существовали вулканические острова.

На центральный и южный участки (т. е. на большую часть рассматриваемой территории) терригенный материал поступал редко и в незначительном количестве, тогда как на севере терригенная седиментация преобладала. Обильное поступление терригенного (алевроитового) материала и удаление от располагавшихся южнее вулканов (что вырази-

лось в заметном сокращении количества пирокластических осадков) являются характерными особенностями осадконакопления на северном участке.

Появление терригенного материала в северных выходах арениг-лландейльских отложений позволяет предположить, что обломочный материал приносился с севера. Источником сноса терригенного материала, вероятно, являлась плоская суша, располагавшаяся в районе Зилаирского синклинория (западный склон Башкирского Урала). В этом районе ордовикские отложения по возрасту соответствуют верхней части среднего ордовика и верхнему ордовика (Клочихин, 1960; Крузе, Маслов, 1961). Они повсеместно трансгрессивно и несогласно залегают на древних допалеозойских породах, что указывает на длительный континентальный перерыв на западном склоне Башкирского Урала. Таким образом, эта территория в аренигский и лланвирнский века, а также в начале лландейльского века вполне могла быть источником терригенного материала, отложившегося на северном участке Сакмарской зоны.

Следует предположить, что существовал еще один, частный источник сноса, располагавшийся поблизости от выходов ордовика, доступных сейчас наблюдению в Сакмарской структурно-фациальной зоне. Об этом свидетельствует появление в трех разрезах центрального участка по одному прослою песчаников. Судя по составу обломков, песчаники сформировались в результате разрушения доордовикских метаморфических и осадочных пород, выведенных на поверхность на местном, кратковременно существовавшем поднятии. Его местоположение по имеющимся данным установить невозможно.

Образование большей части осадочных толщ изученного района происходило за счет продуктов вулканизма и главным образом за счет периодического поступления в зону седиментации больших количеств пирокластического материала. Попадая в морскую среду, пирокластический материал сортировался, грубый откладывался ближе к вулканическим аппаратам, мелкий и тонкий на некотором расстоянии от них.

Как уже указывалось, взрывной вулканизм значительно преобладал, но иногда происходили трещинные подводные излияния основной жидкой лавы, образывавшие покровы. Вулканизм характеризовался напряженностью, т. е. обилием длительно действовавших очагов извержений.

Имеющиеся данные позволяют предположить, что уже в самом начале накопления вулканогенно-осадочного комплекса, в раннем арениге, действовало несколько вулканических центров. В ранние моменты формирования комплекса вулканические центры находились в районах с. Нового Курского, г. Медногорска, с. Хабарного, нижнего течения р. Кос-Истек, с. Новая Ракитянка. Впоследствии вулканы появились еще в некоторых районах. На участке у Медногорска во время накопления сохранившейся верхней части ордовикского комплекса осадков вулканический очаг прекратил свою деятельность, но примерно в это же время эксплозивный вулканизм усилился в более северных районах (северо-западнее с. Новая Ракитянка).

В некоторых местах вулканы вначале поставляли пирокластический материал среднего или основного состава, а затем кислого. Такая смена состава наблюдается в районе Медеса. Но имеется и другая, прямо противоположная последовательность в изменении состава пирокластических продуктов (Новый Курский). В районе Кос-Истека длительно действовали два или несколько вулканических аппаратов, выбрасывавших одновременно пирокластический материал среднего и кислого составов.

Помимо пирокластических накоплений, с вулканизмом было связано образование кремнистых илов и повышение кларковых содержаний марганца в осадках. Значительные массы кремнезема и марганца поставлялись в морскую среду подводными гидротермами. Марганец обыч-

но находился в осадках в сильно рассеянном состоянии, и даже после его стягивания в диагенезе в отложениях, как правило, не возникало очень высоких концентраций. Весьма возможно, что причиной отсутствия больших скоплений марганца на большей части центрального участка были относительно глубоководные условия образования осадков.

Лишь южный участок за все время накопления вулканогенно-осадочного комплекса никогда не имел характера глубокой депрессии. Именно здесь в какой-то момент возникли благоприятные условия для накопления кремнистых илов в ассоциации с соединениями марганца. Высокие концентрации марганца скопились в относительном понижении, защищенном от действия морских волн, на что указывает хорошая сохранность тончайших частей скелетов радиолярий в яшмах.

Примерно такие же условия осадконакопления возникли в поздние моменты формирования арениг-лландейльского комплекса и в некоторых районах центрального участка. Мелководность и наличие благоприятных геоморфологических элементов дна в виде локальных «блюдеч», по-видимому, в значительной степени способствовали осаждению высоких концентраций марганца в районах губерлинского и харьковского рудопроявлений.

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ

В арениг-ландейльских породах вторичные изменения проявились очень интенсивно, что заметно сказалось на их облике, минеральном составе и некоторых структурных особенностях.

Проблема постседиментационных преобразований такого специфического комплекса пород, который представляют собой ордовикские отложения, требует специального исследования, тем более что вулканогенно-осадочные толщи в этом отношении являются довольно трудным объектом. Из работ, посвященных вопросам постседиментационного изменения подобных осадков, следует упомянуть работы А. С. Запорожцевой (1958а, б), А. В. Копелиовича (1960, 1965), А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова (1963), Г. Н. Бровка (1964) и некоторые зарубежные исследования (Weaver, Bates, 1952; Weaver, 1953, 1958; Reed, 1957, 1958; Coombs a. oth., 1959; Schultz, 1963). Известно много работ с описанием вторичных минералов, образовавшихся по пепловым осадкам разного возраста в различных районах, но, к сожалению, в них совершенно не затронуты вопросы стадийности и механизма формирования вторичных минералов.

Вторичные изменения рассматриваемых пород возникли в результате нескольких процессов, различных по природе и интенсивности, связанных с геологической историей Южного Урала. Автор поставил своей целью в этом разделе кратко осветить лишь некоторые из них, а те процессы, которые шире распространены, несколько подробнее.

Древний возраст рассматриваемых отложений увеличивает трудность их стадийного анализа. Результаты проявления процессов, проходивших на ранних стадиях преобразования осадков, затушеваны последующими преобразованиями, и только в редких случаях сохранились некоторые признаки, позволяющие, хотя и частично, восстановить черты наиболее ранних изменений.

ГЛАВНЕЙШИЕ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ И ФАКТОРЫ, ИХ ОБУСЛОВИВШИЕ

Образование глауконита. Глауконит встречается лишь в одной из известняковых глыб в форме овальных и округлых зерен (0,2—0,6 мм в поперечнике) яркой зеленой окраски. Глауконит развит только в пределах слоя, где карбонатный материал разбавлен пирокластическим (табл. VII, 3). Глауконитоподобный минерал, судя по сохранившимся его реликтам, развивался также по обломкам эффузивных пород.

Вещество, необходимое для формирования глауконита — FeO, MgO, K₂O, Al₂O₃, SiO₂, — поступало, по-видимому, из свежесброшенных пирокластов, неустойчивых в поверхностных условиях.

Формирование конкреций. Конкреционные образования обнаружены в районах с интенсивным поствулканическим выносом кремнезема, марганца и фосфора. Наблюдались конкреции самых разнообразных размеров, от зачаточных форм, видимых только под микроскопом (табл. X, 2), до конкреционных линз длиной до 1,0—1,5 м.

Марганецсодержащие конкреции района Новой Ракитянки залегают, как было показано, в туфогенных аргиллитах. Среди них выделяются две разновидности: мелкие плоские (лепешкоподобные) образования вишнево-красного цвета и более крупные (до 4—5 см в поперечнике) круглые конкреции серого цвета (табл. X, 1 и 3). В последних иногда видна радиально-лучистая структура, тогда как для плоских «лепешек» характерно концентрическое строение.

Химический состав обеих разновидностей конкреций характеризуется внешним содержанием кремнезема, причем если в плоских телах количество SiO_2 составляет 60,46—77,59%, то в круглых оно достигает 87,95—89,98%. Сумма окислов марганца как в тех, так и в других колеблется в пределах 1—5%.

Рудные марганцевые конкреции из районов Кос-Истека и Сухой Губерли, в отличие от беспорядочно рассеянных мелких марганецсодержащих образований у Новой Ракитянки, группируются в горизонты. В некоторых из них концентрируется фосфор, очень неравномерно распределенный в пределах конкреций. Содержание P_2O_5 в отдельных участках таких крупных марганцевых конкреций и линз достигает 16%, но чаще его количество не превышает 7—11%.

В Кос-Истекском районе вместе с марганцевыми телами обнаружены фосфоритовые конкреции — вишнево-красные (цветом похожие на яшмы) круглые образования диаметром до 9 см (табл. XI, 1). Они сложены микрокристаллическим апатитом, образующим агрегаты с перистой структурой. Ширина призм апатита 0,2—0,4 мм, между ними, подчеркивая структуру, сосредоточены микроагрегатные скопления гематита (табл. XI, 2). В центральных частях конкреций находятся пустоты, выполненные кварцем и гидроокислами марганца. Агрегаты апатита и гидроокислов марганца образуют также жилки и неправильной формы скопления внутри конкреций.

Форма конкреционных образований, а также повышенные содержания марганца во вмещающих породах указывают на постседиментационное формирование стяжений, когда в результате определенных условий создалась благоприятная обстановка для локализации рассеянного вещества. Замечено, что величина конкреций тем больше, чем больше марганца во вмещающих породах, т. е. зависит от количества марганца в первичном осадке.

В районе рудопроявления после выклинивания горизонта с конкрециями вмещающие яшмы содержат 1,07% элементарного марганца.

В различных районах распространения вулканогенно-осадочного комплекса было встречено несколько горизонтов пород (кремнистых и туфогенных аргиллитов) с содержанием марганца до 1,0—1,3%, но без конкреций. Очевидно, при таком количестве марганца его стягивания в конкреции не происходило.

Сравнивая химический состав конкреций и вмещающих пород, можно увидеть, что в конкреции всегда перемещается кремнезем. Очень подвижным элементом является также рассеянный в тонких илах фосфор (осажденный химически или биогенно), который почти полностью уходит в конкреции. При малых количествах в осадке фосфора, содержащегося главным образом в составе вулканического стекла, его скопления в конкрециях не наблюдается.

Так например, фосфор не уходит из вмещающих пород в конкреции в слоях у Новой Ракитянки.

Кроме марганца, фосфора и кремнезема, в конкрециях иногда наблюдается несколько повышенное содержание кальция. Это связано с тем, что в них марганец находится в форме кальциевого псиломелана — рансьеита, а фосфор в виде апатита (конкреции бескарбонатны).

Вместе с фосфором, кремнеземом и марганцем в образовании конкреционных тел участвовали и малые элементы, причем барий, молибден и стронций полностью переместились из вмещающих слоев.

Анализ данных по химическому составу конкреций и вмещающих пород подтверждает известные из литературы сведения о подвижности элементов в осадках.

Таким образом, локализация соединений в осадке зависит от способности элемента к перемещению, его количества, от физико-химической обстановки, а также еще от ряда факторов.

По мнению Н. М. Страхова (1960), важнейшими из многих причин, вызывающих перераспределение вещества, являются: 1) потеря осадками газовых фаз, особенно CO_2 ; 2) неоднородность (пестрота) физико-химической характеристики разных (нередко соседних) участков отложений, возникшая в самые начальные моменты диагенеза; 3) унаследованная собирательная кристаллизация новообразованных минералов.

Девитрификация пеплов. Процессами, связанными с девитрификацией пеплов, затронуты наиболее широко распространенные в вулканогенно-осадочном комплексе породы — пирокластические и все прочие, содержащие примесь витрокластического материала. Реликтов неизмененного вулканического стекла ни в одном из изученных шлифов встречено не было, и можно говорить о полной девитрификации пеплов в постседиментационный период (сохранились лишь реликты витрокластических структур).

Процесс девитрификации включает в себя несколько самостоятельных процессов, проявляющихся в различных породах неодинаково. Как показали микроскопические исследования, в ордовикских туфах наиболее интенсивно прошли окремнение, альбитизация и хлоритизация.

Результаты первых двух сказались в появлении микрокристаллических агрегатов вторичного кварца и альбита в витрокластических туфах. Хлорит развивался как в виде мелкозернистых и мелкочешуйчатых выделений, часто волокнистых и нитевидных (табл. XIII, 2, 3), так и крупных изометрических (редко — округлых) обособлений.

Замещение вулканического стекла кварцем, альбитом и хлоритом наблюдалось в самых различных сочетаниях, но чаще витрокласты замещаются либо кварцем и хлоритом, либо альбитом и хлоритом. Если обломки стекла замещены только кварцем или только альбитом, то в этом случае каждая реликтовая форма обведена «каймой» хлорита (табл. XII, 1, 2). Наблюдались также агрегаты кварца, альбита, хлорита и лейкоксена, расположенные в порах между витрокластами (табл. XIII, 1).

На формировании вторичных минералов в туфах сказалось влияние состава пирокластического материала и прежде всего его основности. В туфах кислого состава ведущим процессом являлось окремнение, но протекали также альбитизация и хлоритизация. В то же время в туфах среднего состава наиболее интенсивно развивалась хлоритизация. При понижении кислотности в туфах исчезает новообразованный кварц и широко развивается микро- и мелкокристаллический альбит.

Гидрослюдизация — еще один процесс, связанный с девитрификацией пеплов, ею захвачено очень большое количество ордовикских слоев. В отличие от окремнения, альбитизации и хлоритизации, гидрослюдизации подверглись не все витрокластические осадки. Гидрослюда полиморфной модификации IM развивалась лишь в тонкообломочных осадках, да и то не во всех. В алевритовых и псаммитовых туфах также

обнаружена гидрослюда, образовавшаяся при изменении стекла, но количество ее невелико по сравнению с породами, размер обломков в которых приближается к 0,01 мм.

Тонкообломочные разности ордовикских пирокластических отложений ($<0,01$ мм) с относительно большим количеством гидрослюда, сформировавшейся при постседиментационном изменении вулканического стекла, превратившиеся в плотные глинистые породы, названы туфогенными аргиллитами¹.

Гидрослюдизация стекла всегда сопровождалась (в различных сочетаниях) окремнением, альбитизацией и хлоритизацией. Среди туфогенных аргиллитов встречаются разности, состоящие из гидрослюда и микрокристаллического кварца; гидрослюда (преобладающий компонент), хлорита и кварца; хлорита (преобладающий компонент), гидрослюда и альбита и т. д.

Гидрослюда и хлорит синтезировались из алюминия и кремнезема, содержащихся в вулканическом стекле. Обогащение поровых растворов ионами калия, магния, железа, необходимыми для образования этих минералов, также происходило за счет разложения пирокластического материала. Избыточный кремнезем, высвободившийся из вулканического стекла и не израсходованный на образование глинистых минералов, явился источником вещества для формирования вторичного микрозернистого кварца и альбита.

Вторичный кварц в туфогенных аргиллитах, как правило, образуется в том же слое, где и гидрослюда; оба минерала можно увидеть в одном шлифе. Но иногда некоторое количество растворенного кремнезема выносилось за пределы преобразуемой породы. Так, в разрезе у Кос-Истека, где наблюдается переслаивание пирокластических осадков изначально разного состава, в менее кислых разностях пород — туфогенных аргиллитах — отмечается хлорит, гидрослюда, немного альбита при отсутствии кварца.

Количество кремнезема в этих аргиллитах (возникших, по-видимому, при изменении пирокластического среднего состава), определенное химическим анализом, понижается с 59—62 до 49,7—49,9%.

В то же время в породах кислого состава — окремненных туфах, чередующихся в разрезе с туфогенными аргиллитами, — под микроскопом видны признаки перемещения растворенного кремнезема — неровные поверхности, разветвленные и сливающиеся трещинки, выполненные мозаичным кварцем.

По-видимому, формирование глинистых минералов по стеклу в рассмотренном разрезе, т. е. процессы гидрослюдизации и хлоритизации, сопровождалось выносом растворенного кремнезема за пределы преобразуемых слоев в соседние, имевшие изначально более кислый состав. В последних гидрослюда либо не формировалась, либо этот процесс протекал очень ограниченно.

На интенсивность гидрослюдизации, так же как и на другие процессы, повлиял состав пирокластических осадков. Но в отличие от окремнения, альбитизации и хлоритизации при формировании гидрослюда основная роль играла подчиненную роль. Хлоритово-гидрослюдистые туфогенные аргиллиты возникли при изменении вулканического стекла различного состава: среднего, умеренно кислого и кислого. Решающее влияние на образование гидрослюда оказало присутствие в пеплах калия.

Судя по тому, что гидрослюдизация протекала интенсивнее в тонких разностях пеплов, формирование глинистых минералов происходило за

¹ Признаки этих пород, их строение, состав, отличия от терригенных аргиллитов разбираются в разделе «Типы пород и их происхождение».

счет K^+ , Mg^{2+} и других катионов, сорбированных поверхностью пепловых фрагментов из газовой фазы эрупции (Гущенко, 1963). На это же указывает изучение химических составов ордовикских лав, туфов и туфогенных аргиллитов (см. табл. 2, 3, 6, 7). Данные химических анализов говорят, во-первых, о малых содержаниях калия в вулканическом стекле ордовикских пород и, во-вторых, о возрастании количества калия, а также магния, железа и титана в туфогенных аргиллитах, что могло произойти в результате процессов сорбции и последующей гравитационной дифференциации материала.

О роли этих процессов в образовании глинистых минералов свидетельствует отсутствие гидрослюды во многих слоях, часто залегающих в одном разрезе с туфогенными аргиллитами. Приведенный выше пример разреза у Кос-Истека демонстрирует, как одинаковой размерности пеплы при постседиментационном изменении стекла дали разные продукты: пеплы андезитового состава превратились в аргиллиты, а плагиолипаритового — в окремненные туфы. Причиной этого явилось не различие в кислотности пеплов, а то, что пирокластический материал в районе Кос-Истека поставлялся двумя разными вулканическими аппаратами, и катионы, необходимые для образования гидрослюды (главным образом калий), присутствовали лишь в частицах, выброшенных из одного вулкана.

По-видимому, различный состав пеплов обусловил распространение двух типов изменения тонкообломочного витрокластического материала, наблюдаемых в ордовикских разрезах.

В результате одного типа постседиментационного изменения пепла сформировались довольно широко распространенные тонкообломочные окремненные туфы (ведущий процесс — окремнение, а также альбитизация, хлоритизация и редко гидрослюдизация). Другой тип девитрификации завершился образованием туфогенных аргиллитов (ведущие процессы — гидрослюдизация и хлоритизация).

Можно заключить, что девитрификация пеплового материала является сложным процессом, включающим окремнение, альбитизацию, хлоритизацию и гидрослюдизацию, протекавшие совместно в различных соотношениях и с различной интенсивностью в зависимости от состава обломков стекла.

При этом формируются титансодержащие минералы (сфен, лейкоксен — табл. XIII, 1, б) и происходят некоторые другие процессы, не рассматриваемые автором.

Девитрификация пеплового материала проявилась не только в аутигенном минералообразовании. Превращение аморфного вулканического стекла в кристаллический агрегат аутигенных минералов сопровождалось как частичным растворением пепловых частиц, так и полным исчезновением характерной витрокластической структуры. Под микроскопом в ордовикских пирокластических породах наблюдались все стадии исчезновения реликтовых форм, от пород с хорошо сохранившейся структурой до полностью утративших свой изначальный облик. По-видимому, в этом процессе немаловажную роль играет размер стекловатых фрагментов, так как было замечено, что реликтовые формы сохраняются чаще в породах с крупноалевритовой или большей размерностью обломков.

Ведущим фактором, девитрификации пеплов является неустойчивость ювенильного материала, попавшего в качественно новую поверхностную среду, его приспособление к новой физико-химической обстановке.

Разложение вулканического стекла и сорбционных поверхностных пленок сопровождалось дифференциальным переходом в раствор некоторых соединений, обогащением иловых вод, а впоследствии поровых растворов щелочами, магнием, кальцием, кремнеземом, алюминием, железом и т. д. и синтезом аутигенных минералов.

Последний процесс происходил в нескольких вариантах: 1) замещение витрокластов в пределах их контуров (кварц, альбит, хлорит); 2) облекание контуров фрагментов в виде «рубашек» (хлорит, гидрослюда); 3) формирование минеральных ассоциаций в интерстициях между фрагментами (кварц, альбит, хлорит, сфен, лейкоксен); 4) растворение обломков стекла вплоть до полного исчезновения и кристаллизации минералов на месте исчезнувших фрагментов в пределах того же пласта (все известные для ордовикских пород ассоциации).

При этом, как отмечалось выше, наблюдается четкая зависимость между характером возникающих минеральных ассоциаций и составом пепловых накоплений. Замечены следы выноса растворенного вещества за пределы преобразуемой породы с последующим формированием минералов (кварц) в другом слое.

Такова в общих чертах схема процесса девитрификации ордовикского пирокластического материала.

Альбитизация. В арениг-лландейльских породах различается четыре типа альбитизации: 1) связанная с девитрификацией пеплов; 2) проявившаяся в появлении регенерационных каемок; 3) деанортитизация плагиоклазов; 4) локальная альбитизация.

Альбитизация, связанная с девитрификацией пеплов, и формирование микро- и мелкозернистого альбита по вулканическому стеклу описаны выше.

Альбитизация, проявившаяся в появлении регенерационных альбитовых каемок на кристаллах плагиоклазов в кристалло-витрокластических туфах, связана с переотложением растворенного вещества (табл. XIII, 5).

Альбитизация (деанортитизация) плагиоклазов носит региональный характер в ордовикских вулканогенно-осадочных породах. Почти все кристаллы плагиоклазов в туфах представлены альбитом № 2—8, основной плагиоклаз и его реликты встречены лишь в нескольких образцах туфов андезитового состава и в некоторых других единичных прослоях. Но и в этих породах иногда наблюдалась альбитизация основных и средних плагиоклазов по краям кристаллов и трещинам.

Образование альбита в пирокластических толщах происходило в результате деанортитизации, т. е. увеличения содержания Na_2O в плагиоклазе за счет перехода в раствор кальция. Продукты деанортитизации — кальций и алюминий — всегда присутствуют в туфах в виде сфена (Са), гидрослюда и хлорита (Al).

Основной причиной альбитизации этого типа, вероятно, явилось давление. А. В. Копелиович (1965) объясняет деанортитизацию как результат обменных реакций, при которых из сжатых кристаллических решеток в раствор уходят ионы с крупным радиусом (Ca^{2+} , Al^{3+}), замещающаяся ионами меньших размеров (Na^+ , Si^{4+}).

По-видимому, альбитизация осуществлялась и при участии поровых вод, обогащенных ионами натрия и кремния. Источником натрия явилось вулканическое стекло. На это указывает то, что неальбитизированные плагиоклазы встречены только в породах с изначально малым количеством стекла или лишенных его (в существенно кристаллокластических и лито-кристаллокластических туфах, туфогенных песчаниках).

С локальной альбитизацией связано появление в некоторых туфах жилков (до 3—5 мм), выполненных свежим альбитом, а также участков, переполненных скоплениями чистых альбитовых кристаллов.

Развитие локальной альбитизации связано с циркуляцией на некоторых участках термальных вод, обогащенных натрием, происходившей, по всей вероятности, во время поднятия и складчатости в период от позднего лландейло до раннего лландовери. Следы такого движения вод по арениг-лландейльским пирокластическим отложениям сохранились в

некоторых районах в виде альбитизированных инъекционных кластических тел.

Локальная альбитизация пирокластических отложений могла проявляться и в отдалении от инъекционных даек. В районе Медногорска, по западному и северному краям поля распространения ордовикских туфов альбитофиров, где породы стоят на головах, наблюдаются гривки высотой до нескольких десятков метров и протяженностью в 100—200 м. Они сложены тонкообломочными туфами с относительно большим количеством микрозернистого альбита. Порой эти туфы цепями утесов выступают над задернованной поверхностью, подчеркивая простирание слоев. Зная о широком распространении в этом районе инъекционных кластических тел, можно предположить, что уплотненные участки в туфах (гривки) возникли в результате локальной альбитизации, связанной с циркуляцией растворов, обогащенных натрием (без внедрения в трещины и какого-либо перемещения пирокластического материала).

Если объяснение последнего факта требует еще дополнительных доказательств, то связь жилок альбита в туфах с находящимися в них кластическими дайками несомненна. Альбитизация в виде мелких жилок свежего альбита распространена иногда значительно шире приконтактового ареала инъекционных кластических тел. Поднятие района, циркуляция подземных вод и привнос натрия — основные факторы, обусловившие развитие этого типа альбитизации.

Литификация отложений. Процесс перехода осадков в состояние твердых пород совершался очень продолжительное время. Скорость его зависела от многих факторов и в значительной степени от типа осадка.

Наиболее длительно переход из жидкообразного состояния в твердое протекал в пирокластических осадках. Косвенным доказательством этого является несогласное залегание силурийских толщ на разных горизонтах ордовика без базальных конгломератов. Отсутствие обломков пород в инъекционных дайках также позволяет предположить, что прорванные ими пирокластические образования были относительно рыхлыми. По-видимому, окаменения ордовикских пирокластических толщ на большей части территории не происходило, по крайней мере до раннего лландовери.

Карбонатные осадки за этот же отрезок времени уже превратились в плотные окаменевшие массы, способные противостоять дезинтеграции отложений во время предсилурийского размыва. Можно объяснить «ненормальное» залегание известняковых глыб из горизонтов ордовика на поверхности размыва под силурийскими толщами (в районе Караколь-Михайловского и на правом берегу р. Ку-Агач) как результат сползания по склонам поднятий эрозионных останцов пород, литифицированных к моменту размыва. По-видимому, к этому времени из всех типов осадков на большей части территории окаменели только известняки.

Зависимость мощности сохранившихся отложений от состояния пород во время предсилурийского размыва хорошо видна на правом берегу р. Имельмы и в верховьях р. Кураган. В этих районах мощность ордовика повсюду сильно сокращена. И только у Новой Ракитянки, где в составе вулканогенно-осадочного комплекса появляются покровы диабазов, под силурийскими породами сохранилась относительно мощная толща отложений, так как размыву препятствовали твердые лавовые образования.

Скорость окаменения отложений зависела не только от типа осадков, но и от фацальной обстановки их образования.

В районе р. Кос-Истек обнаружены признаки ранней литификации пирокластических осадков. В этом разрезе горизонты туфов и туфогенных аргиллитов чередуются с вулканомиктовыми конгломератами. Появление последних связано с особыми условиями образования осадков в

районе Кос-Истека — с длительным существованием вулканических островов. Осушение осадков, вероятно, способствовало уменьшению их влажности и затвердеванию.

В более поздние стадии становления ордовикских пород, после образования мощных палеозойских толщ на Южном Урале, главным фактором, обусловившим полную литификацию отложений, стало давление.

Растворение обломочного материала под давлением. Результаты этого процесса наблюдались лишь в «промытых» разностях обломочных пород: алевролитах со скудным цементом и пирокластических породах, лишенных витрической связующей массы — лито-кристаллокластических туфах и туфогенных песчаниках. В рассматриваемом вулканогенно-осадочном комплексе встречено всего несколько прослоев таких пород.

Интенсивность взаимного растворения соприкасающихся зерен зависит от устойчивости обломков. В лито-кристаллических туфах наблюдались конформные (табл. XIII, 4) и редко инкорпорационные структуры (по А. В. Копелиовичу), в кварцевых алевролитах и туфогенных песчаниках — конформные.

Относительно слабое развитие конформных структур в туфогенных песчаниках (состоящих из кварца и основных плагиоклазов), отсутствие в них инкорпорационных взаимоотношений и отсутствие регенерационных каемок во всех породах с конформными структурами — все это позволяет считать, что процессы растворения обломков под давлением в арениг-лландейльском комплексе протекали не очень интенсивно. Произошло определенное сближение и взаимное приспособление плагиоклазовых и кварцевых зерен в «промытых» разностях ордовикских пород, но, очевидно, нельзя говорить об их массовом растворении.

Влияние одностороннего давления, обусловленного нагрузкой вышележащих толщ, на появление структур растворения в осадочных породах показано в работах А. В. Копелиовича (1958, 1960, 1965).

Возможно, полное отсутствие обломков кристаллов цветных минералов в ордовикских туфах также обусловлено процессом растворения обломочных зерен. Как известно, фемические минералы являются наименее стойкими компонентами осадочных пород, исчезающими (растворяющимися) в результате постседиментационной переработки вещества (Коссовская, Шутов, 1963). Но в распоряжении автора нет доказательств растворения цветных минералов в ордовикских пирокластических породах, за исключением факта их полного отсутствия даже в туфах среднего состава.

Карбонатизация (кальцитизация). Кальцитизация в арениг-лландейльском комплексе, по всей вероятности, является процессом, подобным поздней карбонатизации, описанной в различных толщах других районов.

В пирокластических породах ордовика кальцит либо образует выделения в порах между обломками пород и кристаллов, либо замещает кристаллы плагиоклаза и кварца. Наблюдались различные типы замещения кристаллов кальцитом, от коррозии с краев до образования полных псевдоморфоз (табл. XIII, 7).

Причиной кальцитизации рассматриваемых пород, судя по данным исследователей других районов (Копелиович, 1965), явилось резкое изменение состава насыщающих их вод. Перестройка гидрогеологического режима, возникновение активной циркуляции подземных вод, очевидно, было вызвано поднятием района, т. е. тектоническими причинами.

О СТАДИЙНОСТИ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ

Как указывалось выше, изучение последовательности (во времени) процессов преобразования ордовикских толщ крайне затруднительно вследствие их древнего возраста и обилия вторичных изменений. Решению этой задачи мешает и отсутствие видимой зональности в отложениях, которая могла бы позволить восстановить стадийность процессов.

Автору не удалось наметить четко выраженные этапы аутигенного минералообразования в толще арениг-лландейльских пород, оказалось возможным различить лишь две самые общие стадии: стадию диагенеза и стадию эпигенеза, или катагенеза.

В более раннюю, диагенетическую, стадию, в условиях сильной обводненности осадка образовался глауконит, марганцевые и фосфоритовые конкреции, а также произошла литификация карбонатных осадков.

Отмечаются две особенности существования рассматриваемых отложений: быстрая изоляция осадков от влияния наддонной среды вследствие быстрого и обильного накопления пирокластических толщ, а также длительное пребывание большей их части в текуче-пластическом состоянии. А так как с переходом в твердое состояние, т. е. с образованием из осадка породы, связывается завершение диагенетической стадии (Страхов, 1953, 1957б, 1960; Копелиович и др., 1961), то можно говорить об относительной длительности диагенеза арениг-лландейльских толщ.

В последующую, эпигенетическую, или катагенетическую, стадию произошло полное окаменение осадков, а также деанортитизация плагиоклазов и образование структур растворения. Кальцитизация осуществлялась, по-видимому, на заключительных этапах преобразования пород.

Некоторые процессы продолжались в течение обеих стадий, их начало относится к ранним моментам диагенеза, а завершение — к более позднему времени, эпигенетической стадии. Вероятно, таким процессом является девитрификация пеплового материала.

Формирование глауконита в прослоях стратифицированной карбонатной линзы, обогащенных пирокластическим материалом, свидетельствует об очень ранних процессах приспособления неустойчивых пепловых фрагментов к поверхностным условиям. В то же время полная девитрификация ордовикских отложений, а также широкое распространение витрокластических туфов, полностью утративших пепловую структуру, заставляют предполагать, что изменение вулканического стекла протекало продолжительное время и завершилось в эпигенезе при участии давления.

Древний возраст изученных пирокластических толщ затрудняет выяснение такого важного вопроса, как стадийность в формировании глинистых минералов при изменении вулканического стекла.

Сейчас, например, невозможно сказать, прошли ли ордовикские туфогенные аргиллиты монтмориллонитовый этап. По существующим представлениям (Грим, 1956; Коссовская, Шутов, 1963; Коссовская и др., 1963), монтмориллонитовые глины, обычно образующиеся при изменении пеплов, под влиянием процессов глубинного эпигенеза переходят в хлоритово-гидрослюдистые (1М) породы. Именно такой состав имеют южноуральские туфогенные аргиллиты. Подобные гидрослюдистые породы, встречаемые в палеозойских толщах, некоторые исследователи называют «метабентонитами» или «калиевыми бентонитами» (Weaver, Bates, 1952; Weaver, 1953, 1958).

В последнее время стали выполняться работы, в которых разбирается путь изменения тонкообломочных пеплов, качественно отличный от формирования монтмориллонитовых глин (бентонитов). Рядом исследователей в пирокластических толщах мезозойского возраста обнаружены

хлоритово-гидрослюдистые породы, которые, по представлениям авторов, не проходили монтмориллонитового этапа. Таковы нижнетриасовые «туфогенные аргиллиты» Усть-Енисейского района (Запорожцева, 1958а, б), нижнемезозойские «вулканические аргиллиты» из Новой Зеландии (Reed, 1957, 1958) и «бентонитовые слои», встречаемые в нижней части формации Кармел (США, юго-западная Юта) средне- и верхнеюрского возраста (Schultz, 1963). Формирование гидрослюды по пеплам в этих районах связывается с наличием калия в первичных пепловых осадках (Шульц), а также вызвано, по-видимому, некоторыми другими явлениями, в настоящее время еще не изученными.

Любопытно отметить, что во всех трех указанных районах гидрослюдистые породы не только минералогически и химически подобны ордовикским туфогенным аргиллитам Южного Урала, но и очень похожи на них внешне — все они окрашены в красный и зеленый цвета.

Описанные выше примеры позволяют предположить теоретическую возможность возникновения гидрослюды на ранних стадиях изменения южноуральских ордовикских пирокластических осадков. Но не исключено, что хлорит и гидрослюда в арениг-лландейльских туфогенных аргиллитах возникли в результате глубинного эпигенеза ранее монтмориллонитизированных пород.

В пользу первого предположения говорит полное отсутствие в южноуральских туфах цеолитов, характерных для пирокластических пород, часто встречающихся в ассоциации с бентонитовыми (монтмориллонитовыми) глинами. Но это лишь косвенное доказательство, и оно не может быть решающим для установления стадийности в формировании глинистых минералов столь древних пород, как ордовикские туфогенные аргиллиты.

В заключение разбора главнейших постседиментационных изменений можно попытаться более точно охарактеризовать степень изменения рассматриваемых отложений в целом.

Есть все основания утверждать, что изученные арениг-лландейльские породы не затронуты метаморфизмом, так как в них отсутствуют бластические структуры и типичные «метаморфические» минералы (эпидот, биотит, актинолит и т. д.).

Широкое распространение новообразованных минералов (кварца, альбита, хлорита, сфена, лейкоксена), интенсивное развитие деаортитизации плагиоклазов, примеры сближения и взаимного приспособления обломочных зерен, а также отсутствие размокающих глинистых пород свидетельствуют о влиянии на изученные отложения процессов, характерных для этапа глубинного эпигенеза (Копелиович и др., 1961). В то же время такие явления, как относительно слабое развитие структур растворения в обломочных породах, присутствие основных плагиоклазов в некоторых слоях, наличие в составе аргиллитов минеральных образований со смешанно-слоистыми структурами, не типичны для глубинного эпигенеза и говорят о незавершенности этого этапа.

Среди всех изученных разрезов исключением в отношении указанной степени изменения пород является разрез района Блявинской синклинали. Здесь в верхней части ордовикского комплекса в диабазах среди вторичных минералов присутствуют пренит, эпидот и пумпелиит. Появление этих минералов свидетельствует о начальном метаморфизме пород.

В последние годы работами ряда исследователей установлено, что часть отложений из районов, прилегающих к зоне Уралтау и относимых ранее к кембрию, частично синхронны описанным арениг-лландейльским толщам (например, каялинская свита). Среди них встречены туфогенные сланцы и типичные зеленокаменноизмененные эффузивы, т. е. эти толщи подверглись воздействию метаморфических процессов. Метаморфизован-

ные отложения приуралтауской полосы в свете новых данных являются аналогами западных слабее измененных толщ нижнего кембрия (?), ордовика, силура и девона. Но вследствие отсутствия разработанной стратиграфии этих толщ в настоящее время неясны границы интервала разрезов, сопоставимого с ордовикскими отложениями более западных районов. Поэтому в настоящей работе эти метаморфизованные толщи в составе арениг-лландейльского комплекса не рассматриваются.

Широкое распространение и интенсивность постседиментационного минералообразования являются особенностями данных отложений. На характер вторичных изменений определяющее влияние оказало обилие пирокластических продуктов в составе вулканогенно-осадочного комплекса, прежде всего вулканического стекла, т. е. влияние вулканизма как источника вещества большей части осадков продолжало проявляться и после завершения седиментации. В конечном итоге характер ордовикского вулканизма явился основной причиной того, что большая часть пород минералогически сильно отличается от первичных осадков.

АРЕНИГ-ЛЛАНДЕЙЛЬСКИЙ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ КОМПЛЕКС В СВЕТЕ УЧЕНИЯ О ФОРМАЦИЯХ

Изучение особенностей строения и условий залегания арениг-лландейльских отложений, их петрографии, петрохимии, минералогии, геохимических особенностей, восстановление условий образования осадков позволяют рассматривать эти отложения как единый самостоятельный комплекс, отличный от других комплексов, распространенных в пределах Южного Урала.

О ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ АРЕНИГ-ЛЛАНДЕЙЛЬСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Учение о геологических формациях — естественных сообществах пород, возникающих в определенной геологической обстановке на отдельных этапах развития крупных тектонических структур, как известно, зародилось в Советском Союзе. Академик Н. С. Шатский геологическими формациями назвал «такие естественно выделяемые комплексы пород, определенные члены (слои, толщи, фации и т. д.) которых тесно парагенетически связаны друг с другом как в вертикальном возрастном отношении, так и в горизонтальном пространственном отношении» (Шатский, 1945). Близкое этому определение формаций, но более развернутое, было дано Н. П. Херасковым: «Формациями называются естественные ассоциации горных пород и связанных с ними минеральных образований, отдельные члены которых (породы, слои, толщи и т. д.) в результате парагенетических отношений тесно связаны друг с другом как в пространственном, так и возрастном отношении (переслаивание и другие виды чередования, некоторые направленные ряды).

Формации характеризуются составом горных пород, строением и взаимоотношением с другими формациями; меньшее значение имеют форма и размеры. От смежных формаций данную отделяет некоторый скачок, свидетельствующий о качественном изменении условий образования; это вызывает относительно резкие верхние и нижние границы слоистых формаций, а иногда даже перерывы» (Херасков, 1952).

В дальнейшем Н. С. Шатский (1954, 1960) рассмотрел роль вулканических процессов в образовании некоторых осадочных полезных ископаемых, и в связи с этим им было заострено внимание на одной из групп геологических формаций — вулканогенно-осадочных формациях. Впоследствии целеустремленное изучение вулканогенно-осадочных формаций было продолжено И. В. Хворовой (1963а, б), Л. Н. Формозовой (1963), Е. А. Соколовой (1963) и рядом других исследователей.

Согласно данным, приведенным в предыдущих главах, арениг-лландейльские вулканогенно-осадочные образования сформировались в эвгеосинклинальных условиях. Они отделены перерывами от вышележащих

силурийских толщ и местами от подстилающих тремадокских отложений. Можно говорить о чрезвычайно резких верхней и нижней границах рассматриваемого комплекса. При этом отдельные его члены тесно связаны друг с другом как в пространственном, так и в возрастном отношении. Между наиболее распространенными и постоянно сонаходимыми породами наблюдается еще более тесная связь — генетическая, так как рассматриваемый комплекс осадков сформировался под исключительно большим влиянием вулканизма. По всем признакам данная ассоциация пород представляет собой вулканогенно-осадочную формацию.

Особенностями формации являются: 1) натриевый характер эффузивных пород и контрастность их состава — присутствие разностей основного (базальтового) и кислого (плагиолипаритового) составов без промежуточных по составу пород; 2) широкое развитие пирокластических образований, в особенности тонкообломочных, разнообразный их состав от андезитового до плагиолипаритового со значительным преобладанием кислых разностей; 3) присутствие большого количества кремнистых пород; 4) марганцевая минерализация; 5) незначительное распространение терригенных (невулканических) и карбонатных отложений; 6) красный и зеленый цвета пород.

Одной из характерных черт литогенеза в данном районе является формирование хлоритово-гидрослюдистых туфогенных аргиллитов.

Следует подчеркнуть, что несмотря на значительное преобладание изверженной кислой магмы, относящихся к центральному типу, в момент формирования комплекса осадков имели место также извержения основной магмы трещинного типа. Причем марганцевая минерализация осадков была связана главным образом с поствулканической деятельностью, сопровождавшей излияния лав основного состава. Эти процессы происходили наиболее интенсивно, по-видимому, в заключительные моменты арениг-лландейльского этапа развития Южноуральской эвгеосинклинали, что отразилось в появлении яшмового горизонта и марганцевых рудопоявлений в верхних слоях ордовикского разреза.

Натриевый характер вулканических пород и неравномерная контрастность их состава — явления, очень характерные для магматических формаций геосинклинальных этапов подвижных зон (Кузнецов, 1964). Накопление продуктов кислого состава при крайне ограниченном распространении основных лав, которое происходило в ордовикском бассейне Южного Урала, присуще также и многим другим геосинклинальным прогибам. Такие прогибы существовали наряду с распространенными эвгеосинклинальными прогибами, характеризовавшимися массовым «основным» вулканизмом и формированием спилитово-кератофировых формаций.

Вопросы типизации вулканогенно-осадочных формаций рассмотрены И. В. Хворовой (1963а, б). В основу типизации ею положен состав и фациальная характеристика осадочных пород, а также их соотношение с теми или иными типами вулканических пород. Среди морских вулканогенно-осадочных формаций выделяются две группы: с преобладанием обломочных (обычно вулканогенных) образований и с преобладанием органогенно-хемогенных пород. Во второй группе выделяются две подгруппы: вулканогенно-кремнистая и вулканогенно-известняковая. В данной схеме типизации вулканогенно-осадочных формаций арениг-лландейский комплекс Южного Урала занимает промежуточное положение между вулканогенно-обломочным и вулканогенно-кремнистым типами. Такая «двойственность» изученной формации объясняется двояким влиянием вулканизма на седиментацию в ордовикском бассейне. С одной стороны, извержения эксплозивного типа питали бассейн обломочным материалом, а с другой — подводная газогидротермальная деятельность завершалась осаждением кремнезема, марганца и других элементов.

НИЖНЕ-СРЕДНЕПАЛЕЗОЙСКИЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ КОМПЛЕКСЫ И АРЕНИГ-ЛЛАНДЕЙЛЬСКАЯ ФОРМАЦИЯ

Особенности рассматриваемой формации выступают еще резче в сравнении с другими комплексами и формациями нижнего и среднего палеозоя Южного Урала. По своему облику, внутреннему строению и происхождению арениг-лландейльские отложения четко отличаются от подстилающих их тремадокских и залегающих выше силурийских толщ, не менее заметны и отличия их от одновозрастных и более молодых отложений соседних районов. Рассмотрим кратко черты различия и сходства всех этих комплексов.

От подстилающих толщ арениг-лландейльские отложения отличаются наиболее заметно в пределах Сакмарской зоны. Нет надобности проводить сколько-нибудь подробное сравнение тремадокских терригенных толщ этого района — кидрясовской свиты и вышележащего комплекса — для того, чтобы понять их полную противоположность. Преобладание вулканических продуктов в одном случае и почти полное отсутствие в другом не требуют дополнительных пояснений.

В Северных Мугоджарах тремадокские отложения представлены вулканогенно-осадочными толщами — куагачской (верхний тремадок) и булатской (тремадок) свитами. Куагачская свита (Леоненко, 1955) обнажается на правом берегу р. Ку-Агач и в нижнем течении р. Кос-Истек. В первом районе свита сложена толщей лав (350—400 м), залегающей на кидрясовской свите. Нижняя ее половина представлена переслаиванием диабазов, спилитов, альбитофиринов и порфиритов, верхняя — порфиритами. Порфириты очень часто имеют характерную трахитовую структуру основной массы. Осадочные породы встречены лишь в нижних частях в виде редких небольших линз кремнистых пород. Куагачская свита второго района (50—60 м) состоит из порфиритов, диабазов, серых кремней и красных яшм. Для булатской свиты (Херасков, Милановский, 1953), выходы которой наблюдаются по р. Урал между устьем р. Эбеты и пос. Хабарным, очень характерна быстрая латеральная изменчивость. Нижняя ее подсвита (100—300 м) — это главным образом диабазы, порфириты и песчаники. Верхнебулатская свита (300 м) представлена косослоистыми песчаниками, плагиоклазовыми, реже роговообманковыми порфиритами с подчиненным количеством глинистых и туфогенных сланцев и альбитофиринов.

Таким образом, для тремадокского вулканогенно-осадочного комплекса Северных Мугоджар, объединяющего куагачскую и булатскую свиты, в отличие от вышележащего, характерны эффузивные породы (среди которых постоянно присутствуют порфириты) и песчаники. Из пород, встречаемых в обоих комплексах, надо отметить диабазы и красные яшмы. В тремадокском веке не был широко распространен вулканизм центрального типа, который преобладал в более поздние времена ордовикской эпохи, поэтому в составе тремадокского комплекса присутствует несравненно меньше пирокластических образований, чем в арениг-лландейльской формации.

Геосинклинальные отложения, одновозрастные арениг-лландейльским толщам изученного района, обнажаются также значительно севернее его, в районе Уфимского амфитеатра (бардымская свита) и в Троицком районе на восточном склоне Южного Урала.

Бардымская свита (средний ордовик) распространена в окраинной зоне западного склона Урала. По данным Г. А. Смирнова (1956), ее разрез по правому берегу р. Серги, выше устья р. Бардым, состоит из фиолетовых и зеленых глинистых сланцев, диабазов, спилитов, песчаников и редких прослоев кремней. У пос. Нижние Серги эта толща состоит из

микродиабазов и кварцевых песчаников, переслаивающихся с зелеными и фиолетовыми глинистыми сланцами, а по правому берегу Нижне-Сергиенского пруда — из туфов диабазов и туфогенных сланцев. Видимая мощность бардымской свиты в этих районах не превышает 150 м.

При движении по простиранию на юг разрез постепенно меняется и в Нязепетровском районе выглядит (снизу вверх) следующим образом (Смирнов, 1956): 1) порфириты андезито-базальтового состава и их туфы с прослоями кремнистых и туфогенных сланцев; 2) плагиоклазовые (диабазовые) и пироксеново-плагиоклазовые порфириты и их туфы; 3) толща чередующихся спилитов, туфогенных сланцев, микродиабазов и кератофиров; 4) туфогенные сланцы. Мощность вулканогенно-осадочного комплекса достигает 1100—1200 м. Эта толща всюду согласно перекрывается «свитой кремнистых сланцев», в свою очередь перекрывающейся известняками лудлова.

Из приведенного описания следует, что среди ордовикских отложений Уфимского амфитеатра очень широко распространены туфогенные сланцы, по простиранию сменяемые «зелеными и фиолетовыми глинистыми сланцами». Последние в большинстве своем, вероятно, также имеют туфогенную природу, судя по наблюдениям над подобными породами юга Южного Урала и Северных Мугоджар. По-видимому, длительно действовавшие вулканические центры, питавшие бассейн пирокластического материала (материал туфов порфиритов), находились в Нязепетровском районе. Подводные трещины излияния, давшие покровы диабазов и спилитов, были распространены очень широко. Следует подчеркнуть андезито-базальтовый и базальтовый состав всех вулканических пород этого района.

Среднеордовикские толщи Уфимского амфитеатра — это спилито-диабазовая магматическая формация внутренних прогибов геосинклиналей на ранних этапах их развития. Андезито-базальтовые порфириты связаны, по-видимому, с теми же источниками магмы, которые дали спилиты и диабазы. Изменение состава лав, вероятно, было обусловлено «закупоркой» глубоких разломов и ассимиляцией магмой вмещающих пород. Пониженная проницаемость коры привела также к обогащению медленно поднимающейся магмы летучими компонентами, что вызвало изменение типа вулканических процессов, которые приобрели характер взрывов (Румянцева, 1963).

Фаунистически охарактеризованные среднеордовикские отложения обнажены также в Троицком районе на восточном склоне Южного Урала (Мамаев, 1963). Нижнеордовикские отложения в этих местах напоминают булатскую свиту, так как представлены кварцито-песчаниками и алевролитами, чередующимися с отдельными диабазовыми покровами, мощностью не более 20—30 м. Среднеордовикские вулканогенно-осадочные образования установлены по рекам Увелька и Средний Тогузак, а также у пос. Варны. У северо-западной окраины г. Троицка развиты чередующиеся между собой покровы оливиновых диабазовых порфиритов, их туфы, туфопесчаники, туфогенные сланцы и известняки. К югу эта толща резко замещается туфогенными и глинистыми сланцами, а у устья р. Увельки она состоит из диабазовых порфиритов, микродиабазов и немногочисленных пачек туфов смешанного состава, туфопесчаников и туфогенных сланцев. Верхняя часть вулканогенной толщи — плагиоклазовые и пироксеновые порфириты — обнажается по р. Уй. Видимая мощность среднеордовикских отложений 100—400 м. Вулканические породы основного состава в Троицком районе по простиранию на юг замещаются кремнистыми сланцами и яшмоидами варненской свиты.

Заканчивая характеристику ордовикских отложений, можно заключить, что арениг-лландейльская формация юга Южного Урала и Северных Мугоджар имеет много общего с одновозрастным вулканогенно-

осадочным комплексом более северных районов; обе ассоциации характеризуются широким распространением пирокластических образований, постоянным присутствием туфогенных глинистых пород и определенным объемом кремнистых образований (имеются в виду кремнистые породы бардымской и яшмоиды варненской свит). Для обеих сравниваемых толщ характерно наличие центрального и трещинного типов вулканизма. Все это говорит о том, что обе ассоциации — очень близкие по типу вулканогенно-осадочные комплексы. Но в то же время значительное преобладание в Уфимском амфитеатре и Троицком районе эффузивов и туфов андезито-базальтового состава (в то время как в Сакмарской зоне и прилежащих районах преобладают туфы кислого состава) не позволяет объединить оба сравниваемых комплекса в одну формацию. Ордовикские толщи Нижне-Сергинского, Нязепетровского и Троицкого районов следует относить к самостоятельной вулканогенно-осадочной формации.

В послепермский период существования Уральской геосинклинали в районе Сакмарской структурно-фациальной зоны и на смежных участках Южного Урала продолжалась вулканическая деятельность, сопровождавшаяся накоплением вулканогенных осадков. Вулканогенно-осадочные формации силурийского и девонского возраста многими чертами отличаются от арениг-лландейльского комплекса, что обусловлено спецификой вулканизма и тектонических условий их образования.

В период между средним ордовиком и нижним силуром территория изученного района испытала воздымание и складчатость, произошло расчленение Уральской геосинклинали на ряд прогибов и разделяющих их внутренних поднятий. Возможно, именно к этому времени относится обособление Сакмарской структурно-фациальной зоны, история развития которой в течение среднего палеозоя отличалась от истории развития соседних областей Южного Урала.

В силуре территория Сакмарской зоны была частью внешнего (приплатформенного) геосинклинали прогиба, в котором локально проявлялась эффузивная деятельность. Для этого времени характерны трещинный тип вулканизма, подводный характер излияний, ассоциация вулканогенных пород с кремнистыми морскими осадками. Образовавшиеся в силурийский период отложения объединены В. В. Сидоренко, В. С. Байковой и И. В. Степановым (1964) в единую вулканогенно-осадочную формацию (кремнисто-вулканогенную). Основными ее составляющими являются фтаниты и вулканические образования основного состава — спилиты и альбитовые диабазы. Им подчинены битуминозные глинисто-кремнистые сланцы, а также лавы кератофириров и пирокластические образования основного и умеренно кислого составов. По данным указанных авторов, осадочные и вулканогенные отложения являются одновозрастными и латерально замещают друг друга.

Характеристика силурийского комплекса и особенностей состава фтанитов дана в статье И. В. Хворовой и Э. С. Залманзон (1963), где подчеркивается обогащение фтанитов фосфором и углеродом. В некоторых слоях и пачках фосфор образует мелкие диагенетические стяжения. В то же время отмечается ничтожное содержание марганца во фтанитах.

Резкое отличие арениг-лландейльского вулканогенно-осадочного комплекса от силурийской формации очень заметно. В последней преобладают эффузивы основного состава, образовавшиеся в результате трещинных излияний, тогда как в арениг-лландейском комплексе господствуют пирокластические образования кислого состава — продукты взрывного вулканизма. Различны и кремнистые породы в составе двух рассматриваемых комплексов. В ордовикском, как указывалось, присутствуют яшмы и яшмовидные туффиты, в силурийском — фтаниты. Наконец, отличительной чертой арениг-лландейльского комплекса является обильная марганцевая минерализация. Так, изменение тектонической обстановки,

характера вулканизма, состава вулканических продуктов и условий седиментации повлекло за собой изменение состава осадочных пород и их геохимических особенностей. В результате в силурийский период в Сакмарской зоне и в Северных Мугоджарах образовалась вулканогенно-кремнистая формация, качественно отличная от арениг-лландейльского комплекса.

Совсем другого типа формация сформировалась во внутренних частях геосинклинального прогиба в пределах Ирландийского хребта восточного склона Южного Урала. Эта формация (Хворова, Ильинская, 1963) сходна с арениг-лландейльской формацией юга Южного Урала обилием вулканокластических пород. Возраст ирландийских отложений точно не установлен, одни исследователи относят их к силуру, другие — частично к силуру, частично к нижнему девону. Для этой формации характерны туфы, они слагают большую ее часть, а в некоторых местах почти всю ее целиком. В отличие от арениг-лландейльского комплекса в составе ирландийской формации присутствуют туфы авгитовых и плагиоклазовых порфиритов и совсем нет туфогенных аргиллитов. Кроме того, кремнистые породы в ней представлены лишь редкими пластами и линзами яшм, тогда как роль кремнистых пород в составе арениг-лландейльского комплекса более значительна.

Таким образом, приведенная краткая сравнительная характеристика арениг-лландейских толщ (Сакмарской зоны) и других нижне- и среднепалеозойских южноуральских комплексов подчеркивает особенности первых и подтверждает правомерность их объединения в формацию. Различие выделенной автором ордовикской формации и других уральских комплексов очень заметно, оно свидетельствует о разнотипности рассмотренных палеозойских формаций Южного Урала и об интенсивном изменении в пространстве и во времени тектоно-магматической жизни этого района.

ПОЛОЖЕНИЕ АРЕНИГ-ЛЛАНДЕЙСКОЙ ФОРМАЦИИ СРЕДИ МАРГАНЦЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ

В 1954 г. академик Н. С. Шатский выделил и охарактеризовал вулканогенно-осадочные формации, с которыми связана первичная концентрация марганца. При этом он исходил из позиции, что минеральные концентрации распределяются в земной коре закономерно, в зависимости от типа формации.

Как известно, большинство марганцеворудных месторождений находится в парагенетических отношениях к кремнистым породам в вулканогенно-кремнистых формациях. Среди этих формаций Н. С. Шатский по типам родоначальных вулканогенных пород выделил две группы: первая — «зеленокаменно-кремнистая», подразделенная на несколько типов, и вторая — «порфиново-кремнистая». Между обеими группами много сходных черт и прежде всего наблюдается один и тот же парагенез кремнистых пород с лавами и туфами. Но есть и отличия, как, например, более светлая окраска кремнистых пород в «кремнисто-сланцевых» формациях второй группы или отсутствие в той же группе формаций типичных яшм. Несомненно, что описанная в настоящей работе формация Южного Урала относится к одному из типов первой группы, выделенной Н. С. Шатским. При этом разумеется, что термин «зеленокаменно-кремнистая» по отношению к данной формации можно употребить лишь условно. Некоторые черты рассмотренного комплекса свидетельствуют об определенном его сходстве с марганценосными вулканогенно-осадочными формациями, объединенными Е. А. Соколовой (1963) в каллифорнийский тип.

Вещественный состав этих формаций характеризуется одними и теми же членами: терригенными породами (песчаники и аргиллиты), эффузивами основного состава (преимущественно спилиты) и их пирокластическими производными, кремнистыми породами (яшмы), марганцевыми рудами. Второстепенные члены представлены эффузивами и туфами альбитофирового и кератофирового состава. В пермско-юрской формации Новой Зеландии присутствуют красные и зеленые «вулканические аргиллиты» (Reed, 1957), а в палеогеновой формации Новой Каледонии красноцветные аргиллиты (Arnould, Routhier, 1956). Красноцветные породы вообще очень характерны для всех формаций калифорнийского типа.

Внутреннее строение этих формаций имеет ряд общих черт. В них «...можно выделить две общие главные составляющие: комплекс терригенных пород — песчаников и аргиллитов — и комплекс, в состав которого входят спилиты, кремнистые породы, железо-марганцевые руды и в некоторых случаях туфы. Постоянство последней ассоциации подчеркивается Талиаферро в Калифорнии, Ридом в Новой Зеландии, Такабатаке в Японии, Парком в США и Рутье в Новой Каледонии. Рид и Парк даже выделяют это сообщество пород под специальным названием *red rocks*. В Калифорнии, Новой Зеландии и Новой Каледонии комплексы *red rocks* бывают подчинены терригенным породам; на полуострове Олимпик эти две составляющие представлены приблизительно одинаково, а в Японии вулканогенные и кремнистые породы иногда даже преобладают над терригенными. Тела, сложенные *red rocks*, обычно имеют форму неправильных линз, в одних случаях сильно удлинённых, в других более коротких, но неизменно залегающих согласно с вмещающими их терригенными породами» (Соколова, 1963).

Сходство арениг-ландейльской формации Южного Урала с формациями рассматриваемого типа заключается в следующем: 1) в составе арениг-ландейльского комплекса присутствуют основные эффузивы и кремнистые породы, которые являются постоянными членами формаций калифорнийского типа; 2) похожи ордовикские марганцевые руды и руды формаций, объединённых Е. А. Соколовой в калифорнийский тип, причем совпадает характер оруденения, приуроченность руд к яшмам и палеогеографические условия формирования марганцевых накоплений; 3) широко развиты красноцветные породы, что характерно как для пород южноуральского комплекса, так и для рассматриваемых формаций.

В то же время, если туфы и туфогенные аргиллиты являются наиболее распространенными породами южноуральского комплекса, то их роль в составе формаций калифорнийского типа второстепенна. Последнее, помимо подчиненного развития пирокластических накоплений, отличает присутствие мощных серий терригенных пород, которых очень мало в арениг-ландейльской формации. Эти отличия вызваны особенностями тектонической жизни и вулканизма в ордовикском периоде на Южном Урале — ведущих факторов, определивших образование вулканогенно-осадочной формации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В конце раннего и начале среднего ордовика на территории Сакмарской зоны в Уральском геосинклинальном прогибе происходила интенсивная вулканическая деятельность, самым существенным образом влиявшая на образование осадков. Извержения эксплозивного типа питали бассейн обломочным материалом, а подводная газогидротермальная деятельность была источником кремнезема, марганца, железа и некоторых других элементов. Сложный характер вулканизма отразился в накопившихся осадках.

Результатом взаимодействия характерного типа вулканизма и осадочного процесса (в определенных тектонических условиях) явилось формирование на Южном Урале своеобразного комплекса отложений, состоящего преимущественно из пирокластических и кремнистых накоплений. Как показали исследования, образование подавляющего большинства арениг-лландейльских пород и обогащение их многими химическими элементами связано с вулканизмом. Заметна и зависимость латеральных изменений от расположения вулканических центров и режима вулканической деятельности.

Взаимодействие поствулканического и осадочного процессов в ряде районов привело к накоплению в осадках значительных концентраций марганца и образованию марганцевых руд.

Обилие витрокластических продуктов в составе комплекса оказало определяющее влияние на широкое распространение и интенсивность постседиментационного минералообразования. Формирование хлоритово-гидрослюдистых туфогенных аргиллитов — одна из характерных черт литогенеза в данном районе.

Изученный вулканогенно-осадочный комплекс резко отличается от других палеозойских вулканогенно-осадочных формаций Южного Урала.

Таким образом, арениг-лландейльская формация своим появлением обязана развитию на Южном Урале определенной разновидности вулканогенно-осадочного литогенеза.

ЛИТЕРАТУРА

- Антипов А. И., Меглицкий Н. А. 1858. Геогностическое описание южной части Уральского хребта, исследованной в 1854—1855 гг. СПб.
- Бровков Г. Н. 1964. О влиянии пирокластического материала на состав отложений девона и нижнего карбона Тувы.— Лitol. и полезные ископ., № 2.
- Бровков Г. Н., Фролова В. Т. 1962. Измененные бентонитовые породы в девоне Тувинского и Минусинского прогибов.— Докл. АН СССР, 143, № 4.
- Войнова Е. В., Кириченко Г. И., Константинова Л. И. и др. 1941. Геологическое строение Орско-Халиловского района. М., Госгеолгиздат.
- Гаврилов А. А. 1964. Ордовикские туфогенные аргиллиты Южного Урала.— Докл. АН СССР, 156, № 6.
- Гаврилов А. А., Александрова В. А. 1964. О глинистых минералах аргиллитов ордовика Южного Урала.— Докл. АН СССР, 157, № 4.
- Гарецкий Р. Г. 1956. Кластические дайки.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Грим Р. Е. 1956. Минералогия глин. Перев. с англ. М., ИЛ.
- Гущенко И. И. 1963. Состав молодых континентальных вулканических толщ и условия выноса группы железа.— В кн.: «Тезисы Шестого Всесоюзного литологического совещания». Тбилиси, Изд-во АН ГрузССР.
- Гущенко И. И. 1964. Некоторые геохимические особенности пелловых отложений современных и недавних извержений.— В кн.: «Проблемы вулканизма». Материалы ко Второму Всесоюзному совещанию (Тезисы). Петропавловск-Камчатский.
- Дели Р. А. 1936. Изверженные породы и глубины Земли. Перев. с англ. Л.—М., ОНТИ.
- Дриц В. А., Коссовская А. Г. 1963. Сангарит — новый глинистый минерал с упорядоченной смешанно-слоистой структурой.— Докл. АН СССР, 151, № 4.
- Заварицкий А. Н. 1944. Введение в петрохимию изверженных пород. М., Изд-во АН СССР.
- Запорожцева А. С. 1958а. О глинистых минералах аргиллитов нижнего триаса Усть-Енисейского района.— Труды Научно-исслед. ин-та геол. Арктики, 67.
- Запорожцева А. С. 1958б. Туфогенно-аргиллитовая толща Усть-Енисейского района и ее происхождение.— Труды Научно-исслед. ин-та геол. Арктики, 67.
- Келлер Б. М. 1949. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинории на Южном Урале и сходные с ней образования.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 104, серия геол., № 34.
- Келлер Б. М., Бондаренко О. Б. 1956. Силурийские отложения р. Куруил на Южном Урале.— Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
- Келлер Б. М., Розман Х. С. 1961. Отложения нижнего ордовика Актюбинской области Казахстана и смежных районов западного склона Южного Урала.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 18.
- Классификация вулканогенных обломочных горных пород. 1962. М., Госгеолтехиздат.
- Клочихин А. В. 1960. Ордовик, силур и нижний девон восточного крыла Зилаирского синклинория на Южном Урале.— В кн.: «Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала». вып. 7. Изд-во Баш. фил. АН СССР.
- Копелиович А. В. 1958. Особенности эпигенеза песчаников могилевской свиты юго-запада Русской платформы и некоторые вопросы, с ними связанные.— Изв. АН СССР, серия геол., № 11.
- Копелиович А. В. 1960. О структурах растворения в некоторых осадочных и эффузивно-осадочных породах.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Копелиович А. В. 1965. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 121.
- Копелиович А. В., Коссовская А. Г., Шутков В. Д. 1961. О некоторых особенностях эпигенеза терригенных отложений платформенных и геосинклинальных областей.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.

- Коссовская А. Г., Шутов В. Д., 1963. Фации регионального эпигенеза и метагенеза.— Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Дриц В. А. 1963. Глинистые минералы — индикаторы глубинного изменения терригенных пород.— В кн.: «Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований». М., Изд-во АН СССР.
- Краузе С. Н., Маслов В. А. 1961. Ордовик, силур и нижний девон западного склона Башкирского Урала. Уфа, Изд-во Баш. фил. АН СССР.
- Кузнецов Ю. А. 1964. Главные типы магматических формаций. М., изд-во «Недра».
- Леоненко Н. И. 1955. Силурийские отложения Кос-Истекского района (Северные Мугоджары).— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 3.
- Лермонтова Е. В., Разумовский Н. К. 1932. О древнейших отложениях Урала (нижний силур и кембрий в окрестностях Кидрясово на Южном Урале).— Зап. Всерос. минер. об-ва, 62, вып. 1.
- Либрович Л. С. 1932. К геологии южной части Башкирского Урала.— Труды Всес. геол.-развед. объедин., 144.
- Мамаев Н. Ф. 1963. Нижнепалеозойский вулканизм на восточном склоне Южного Урала.— В кн.: «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала». Труды Первого уральского петрографического совещания, т. 2. Свердловск. Изд-во Уральск. фил. АН СССР.
- Павлинов В. Н. 1936. О стратиграфии и тектонике Сакмаро-Кураганского района на Южном Урале.— Труды Моск. геол.-развед. ин-та, 1.
- Павлинов В. Н. 1937. Стратиграфия и тектоника южной части Южного Урала.— Труды Моск. геол.-развед. ин-та, 9.
- Павлинов В. Н. 1939. Краткая геологическая история и геоморфология южной части Башкирского Урала.— Труды Моск. геол.-развед. ин-та, 18.
- Петренко А. А. 1953. Геологическое строение Северных Мугоджар (казахская часть Южного Урала).— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 1.
- Петровский А. Д. 1962. Литология и условия образования тремадокских песчаников южной части Южного Урала.— Труды Всес. научно-исслед. геол. ин-та, новая серия, 86.
- Ронов А. Б., Ермишкина А. И. 1959. Распределение марганца в осадочных породах.— Геохимия, № 3.
- Румянцева Н. А. 1963. Вулканизм западного склона Среднего и Южного Урала.— В кн.: «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала». Труды Первого уральского петрографического совещания, т. 2. Свердловск. Изд-во Уральск. фил. АН СССР.
- Сидоренко В. В., Байкова В. С., Степанов И. В. 1964. Вулканогенно-кремнистая группа формаций Сакмарской зоны на западном склоне Южного Урала. М.—Л., изд-во «Наука».
- Смирнов Г. А. 1956. Уфимский амфитеатр, ч. 1.— Труды Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР, вып. 25.
- Соколова Е. А. 1963. О марганценосных вулканогенно-осадочных формациях калифорнийского типа.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 81.
- Страхов Н. М. 1953. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Страхов Н. М. 1956. Типы осадочного процесса и формация осадочных пород. Статья 2.— Изв. АН СССР, серия геол., № 8.
- Страхов Н. М. 1957а. О фациальных соотношениях между рассеянными содержаниями элементов и их рудными накоплениями в отложениях гумидных зон.— Зап. Всес. минер. об-ва, 86, вып. 2.
- Страхов Н. М. 1957б. Стадии образования осадочных пород и задачи их изучения.— В кн.: «Методы изучения осадочных пород», т. 1. М., Госгеолтехиздат.
- Страхов Н. М. 1960. Основы теории литогенеза, т. 1—2. М., Изд-во АН СССР.
- Страхов Н. М. 1963. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С., Глаголева М. А. 1956. Типы распределения рассеянных содержаний элементов в отложениях гумидных зон.— Геохимия, № 6.
- Формозова Л. Н. 1963. Эксплициционно-осадочные месторождения железных руд типа Лан-Дилль и геологическая обстановка их образования.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 81.
- Хабаров А. В. 1935. Следы каледонского диастрофизма в южной части Южного Урала.— Зап. Всерос. минер. об-ва, 65, вып. 1.
- Хворова И. В. 1963а. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формации.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 81.
- Хворова И. В. 1963б. О принципах выделения и типизации вулканогенно-осадочных формаций.— В кн.: «Тезисы докладов Шестого Всесоюзного литологического совещания». Тбилиси, Изд-во АН ГрузССР.
- Хворова И. В., Елисеева Т. Г. 1965. Вулканогенные обломочные (псаммитовые) породы улутауской свиты.— Литол. и полезные ископ., № 1.
- Хворова И. В., Залманзон Э. С. 1963. Особенности состава фтанитов и яшм Южного Урала.— Литол. и полезные ископ., № 1.

- Хворова И. В., Ильинская М. Н. 1963. Сравнительная характеристика двух вулканогенно-осадочных формаций Южного Урала.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 81.
- Херасков Н. П. 1951. Геология и генезис восточнобашкирских марганцевых месторождений.— В кн.: «Вопросы литологии и стратиграфии СССР». Памяти А. Д. Архангельского. М., Изд-во АН СССР.
- Херасков Н. П. 1952. Геологические формации (опыт определения).— Бюлл. МОИП, отд. геол., 27, вып. 5.
- Херасков Н. П., Милановский Е. Е. 1953. Кембрий и нижний ордовик Орского Урала.— В кн.: «Памяти проф. А. Н. Мазаровича». М., Изд. МОИП.
- Шатский Н. С. 1945. Очерки геологии Волго-Уральской нефтеносной области и степных частей западного склона Южного Урала. М., Изд. МОИП (Материалы по геол. СССР, новая серия, вып. 2/6).
- Шатский Н. С. 1954. О марганценосных формациях и металлогении марганца. Статья 1.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Шатский Н. С. 1960. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Шрок Р. 1950. Последовательность в свитах слоистых пород. Перев. с англ. М., ИЛ.
- Arnould A., Routhier P. 1956. Les gîtes de manganèse de Nouvelle Calédonie. Un type de gisement de manganèse méconnu: le type volcano-sédimentaire.— Dans: «Symposiume sobre yacimientos de Manganese», t. 4. Asia y Oceania. Mexico.
- Coombs D. S. 1954. The nature and alteration of some Triassic sediments from Southland, New Zealand.— Trans. Roy. Soc. N. Z., 82, pt. 1.
- Coombs D. S., Ellis A. J., Fyfe W. S., Taylor A. M. 1959. The zeolite facies, with comments on the interpretation of hydrothermal syntheses.— Geochim. et cosmochim. acta, 17, No 1—2.
- Reed J. J. 1957. Petrology of the Lower Mesozoic rocks of the Wellington district.— N. Z. geol. Surv., Bull. n. s., 57.
- Reed J. J. 1958. Additional data on the volcanic argillites from Reed Rock Point, Wellington.— N. Z. Geol. and Geophys., 1, No 4.
- Schultz L. G. 1963. Nonmontmorillonitic composition of some bentonite beds.— In: «Clays and clay minerals», 13. Oxford.
- Weaver C. E. 1953. Mineralogy and petrology of some Ordovician K-bentonites and related limestones.— Bull. Geol. Soc. America, 64, No 8.
- Weaver C. E. 1958. Geologic interpretation of argillaceous sediments.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 42, No 2.
- Weaver C. E., Bates T. F. 1952. Mineralogy and petrology of the Ordovician «meta-bentonites» and related limestones clay.— Clay Minerals Bull., 1, No 8.

ОБЪЯСНЕНИЕ К ТАБЛИЦАМ

Т а б л и ц а I

- 1 — сферолитовая структура альбитофира. Межсферолитовые участки выполнены гематитом. Шлиф. Увел. 160, николь 1
- 2 — альбитофир. Видны кварцево-альбитовые сферолиты и альбитовые микролиты (белое). Шлиф. Увел. 72, николь +
- 3, 4 — миндалекаменный диабаз. Миндалина выполнена хлоритом и гидроокислами марганца. Шлиф. Увел. 72, николь 1

Т а б л и ц а II

- 1, 2 — витрокластические туфы плагиолипаритового состава. Шлифы. Увел. 72, николь 1
- 3, 4 — витро-кристаллокластические туфы плагиолипаритового состава (туфы кварцевых альбитофиров). Витрокластическая часть замещена кварцево-хлоритовым агрегатом. Увел. 72, николи +

Т а б л и ц а III

- 1 — витро-кристаллокластический туф плагиолипаритового состава. Шлиф. Увел. 72, николи +
- 2 — витрокластический туф андезитового состава. Шлиф. Увел. 72, николь 1
- 3 — кристалло-литокластический туф андезитового состава. Шлиф. Увел. 72, николь 1

Т а б л и ц а IV

- 1, 2 — туфогенные аргиллиты. Шлифы. Увел. 72, николь 1
- 3, 4 — алевритовый кристаллокластический материал в туфогенных аргиллитах (кварц, альбит). Шлифы. Увел. 72, николь 1
- 5 — туфогенный аргиллит с реликтовой витрокластической структурой. Шлиф. Увел. 72, николь 1
- 6 — то же, увел. 160.

Т а б л и ц а V

- 1 — туфогенный песчаник. Шлиф. Увел. 72, николь 1
- 2 — то же, увел. 160, николи +
- 3 — кремнистый туффит. Шлиф. Увел. 72, николь 1
- 4 — два снимка богатых гематитом яшм с остатками радиолярий. Шлифы. Увел. 72, николь 1

Т а б л и ц а VI

- 1, 2 — песчаники. Шлифы. Увел. 72, николи +
- 3 — кварцевый алевролит с гематитово-глинистым цементом. Шлиф. Увел. 72, николь 1
- 4 — кварцевый алевролит с конформно-мозаичной структурой. Шлиф. Увел. 72, николи +

Т а б л и ц а VII

- 1 — известняк. Шлиф. Увел. 72, николь 1
- 2 — обломок эффузивной породы в известняке. Шлиф. Увел. 72, николь 1
- 3 — глауконит (Gl) и обломок эффузивной породы (Ef) в известняке. Шлиф. Увел. 72, николь 1

Т а б л и ц а VIII

- 1 — полуокисленная гаусманитовая руда. Остатки радиолярий замещены аллотриоморфнозернистым гаусманитом. Полированный шлиф. Увел. 165, николи +
- 2, 3 — агрегаты призматических зерен манганита. Полированные шлифы. Увел. 165
- 4 — зерна браунита, замещенные псиломеланом (белое и светло-серое). Черное — кремнистая порода (кварц). Полированный шлиф. Увел. 40
- 5 — полуокисленная марганцевая руда. Реликты зерен неизвестного минерала (белое), сохранившиеся от замещения криptomеланом. Светло-серые зерна с заметной штриховкой — манганит. Черное — кварц. Полированный шлиф. Увел. 165
- 6 — агрегат зерен неизвестного минерала (белое), замещенного криptomеланом (светло-серое). Тонкая оторочка, окаймляющая зерна — гидроокислы железа. Черное — кварц. Полированный шлиф. Увел. 320

Т а б л и ц а IX

- 1 — псевдоморфозы криptomелана по брауниту (серое в фосфатно-кремнистой породе (черное). Тонкие прожилки сложены криptomеланом и гидроокислами железа. Полированный шлиф. Увел. 90
- 2 — скопления вернадита колломорфного строения (серое). Черное — кварц. Полированный шлиф. Увел. 90
- 3 — вернадит в виде концентрических сферолитоподобных образований. Полированный шлиф. Увел. 165, николи +
- 4 — сферолитоподобные образования вернадита. Полированный шлиф. Увел. 165
- 5 — пластинчатые агрегаты рансьента. Полированный шлиф. Увел. 165
- 6 — то же. Увел. 320

Т а б л и ц а X

- 1, 3 — две разновидности марганецсодержащих кремнистых конкреций из района Новой Ракитянки. Натуральная величина
- 2 — марганцевая микроконкреция в туфогенном аргиллите. Шлиф. Увел. 72, николь 1

Т а б л и ц а XI

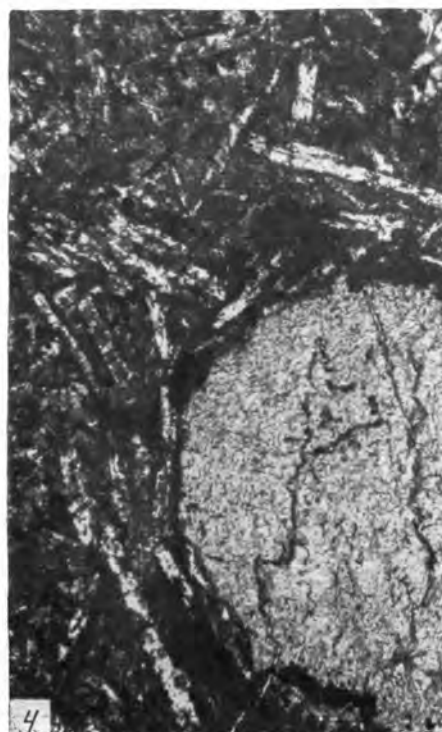
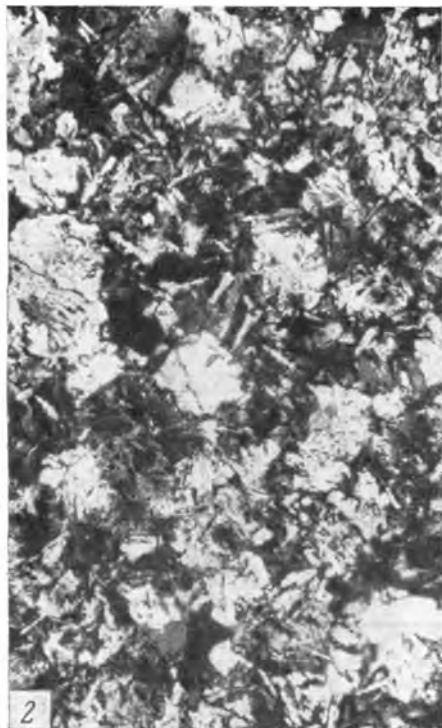
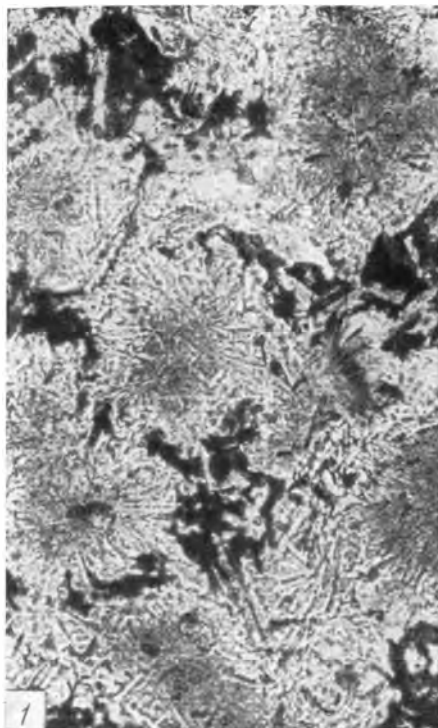
- 1, 2 — фосфоритовые конкреции из района р. Кос-Истек. Натуральная величина
- 3 — внутреннее строение фосфоритовой конкреции (апатит и гематит). Шлиф. Увел. 24, николь 1

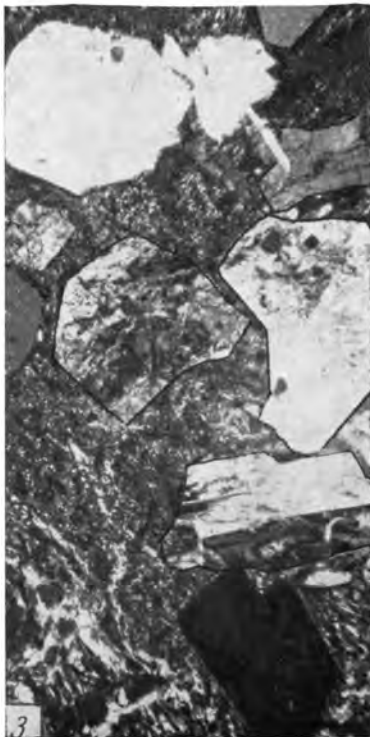
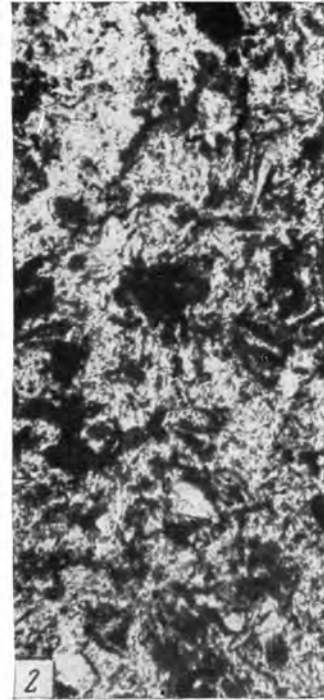
Т а б л и ц а XII

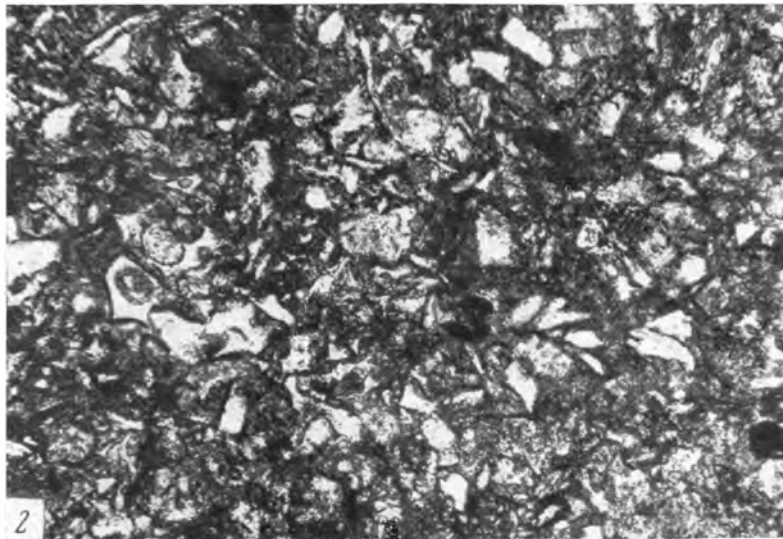
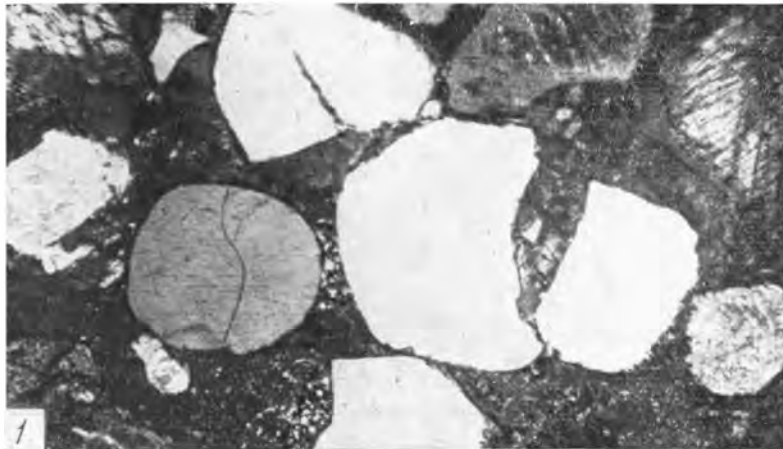
- 1 — обломок вулканического стекла, замещенный альбитом (белое) и хлоритом («кайма»). Туф плагиолипаритового состава. Шлиф. Увел. 160, николь 1
- 2 — обломок вулканического стекла, замещенный кварцем и хлоритом. Шлиф. Увел. 160, николь 1
- 3 — обломок вулканического стекла, замещенный хлоритом. Шлиф. Увел. 160, николь 1

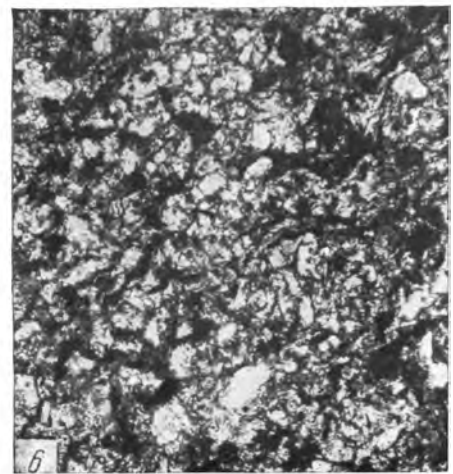
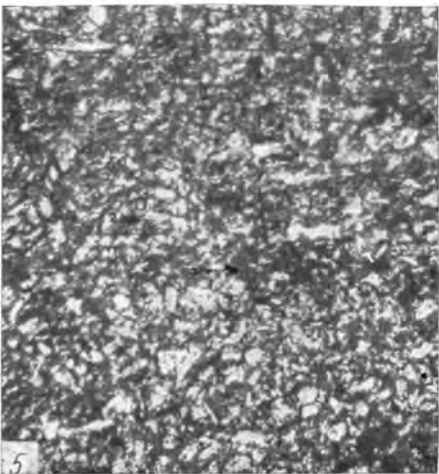
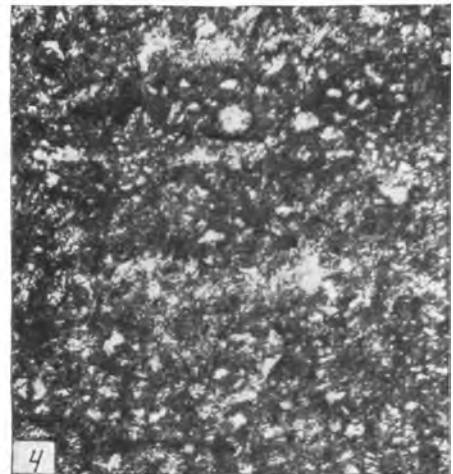
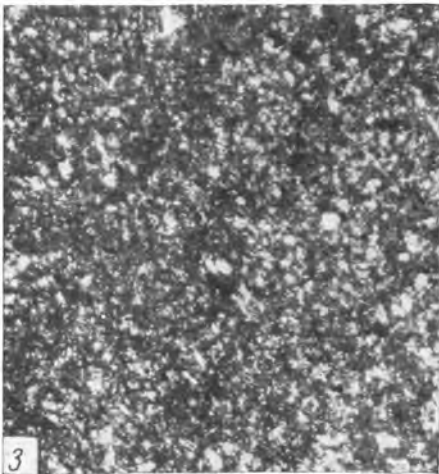
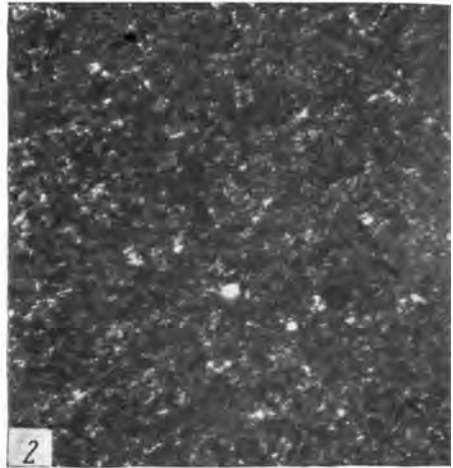
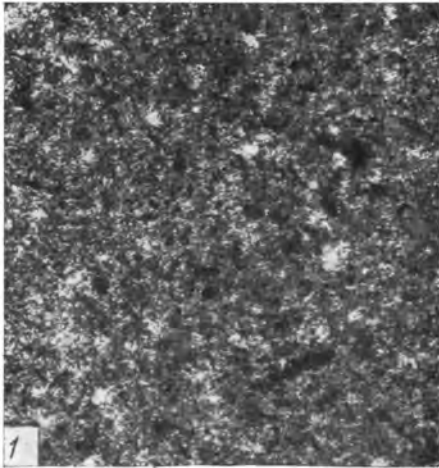
Т а б л и ц а X I I I

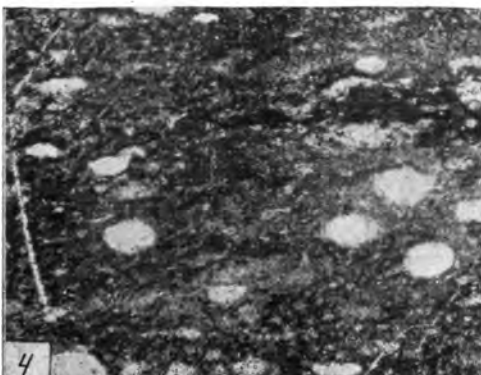
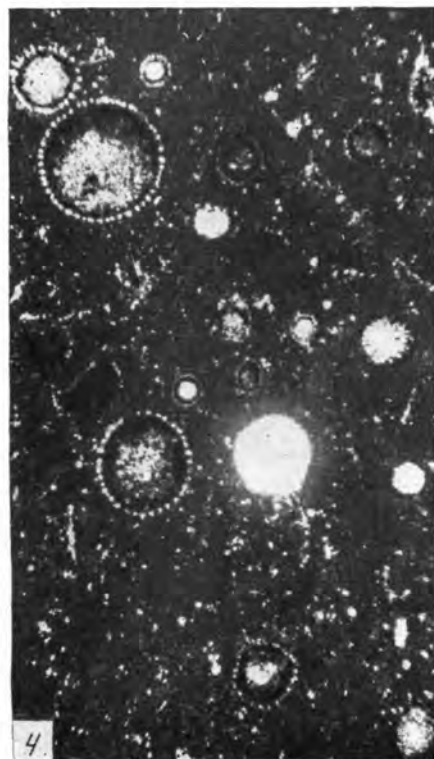
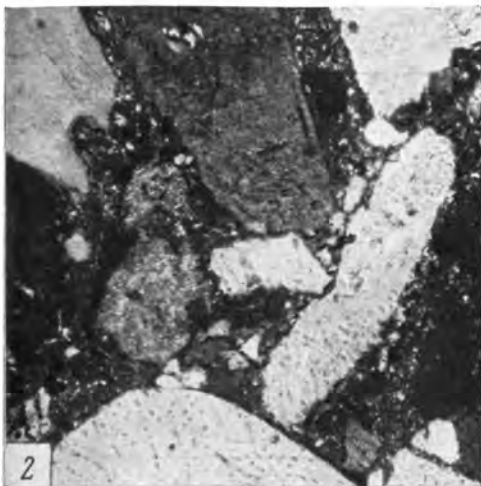
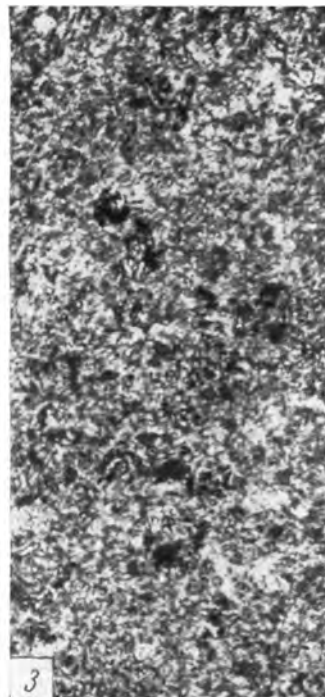
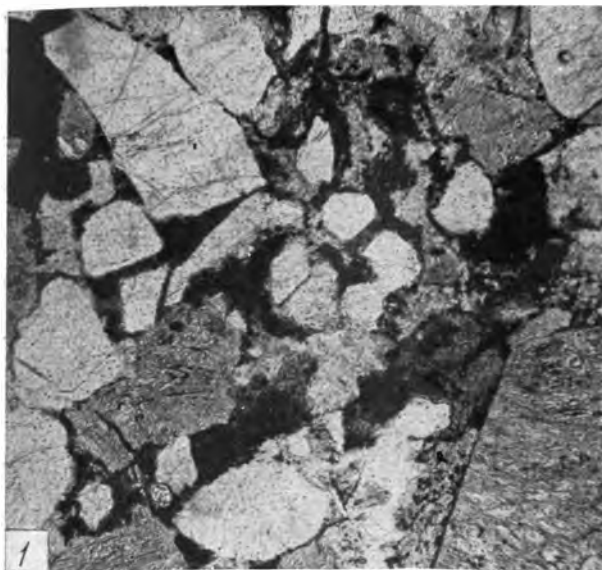
- 1 — обломок вулканического стекла, замещенный кварцем (белое) и хлоритом (темно-серое). Черное — лейкоксен. Туф плагиолипаритового состава. Шлиф. Увел. 160, николь 1
- 2 — волокнистые агрегаты хлорита в туфе плагиолипаритового состава. Шлиф. Увел. 160, николь 1
- 3 — кварцево-хлоритовый агрегат в туфе плагиолипаритового состава. Хлорит имеет чешуйчатую структуру. Шлиф. Увел. 160, николи+
- 4 — конформные структуры в туфе андезитового состава. Шлиф. Увел. 72, николь 1
- 5 — регенерированный кристалл альбита. Шлиф. Увел. 72, николи+
- 6 — выделения сфена в туфе плагиолипаритового состава. Увел. 160, николь 1
- 7 — обломок кристалла плагиоклаза, полностью замещенный кальцитом. Шлиф. Увел. 160, николи+

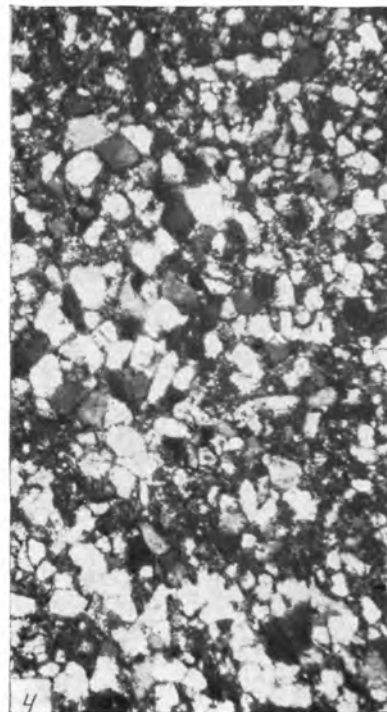
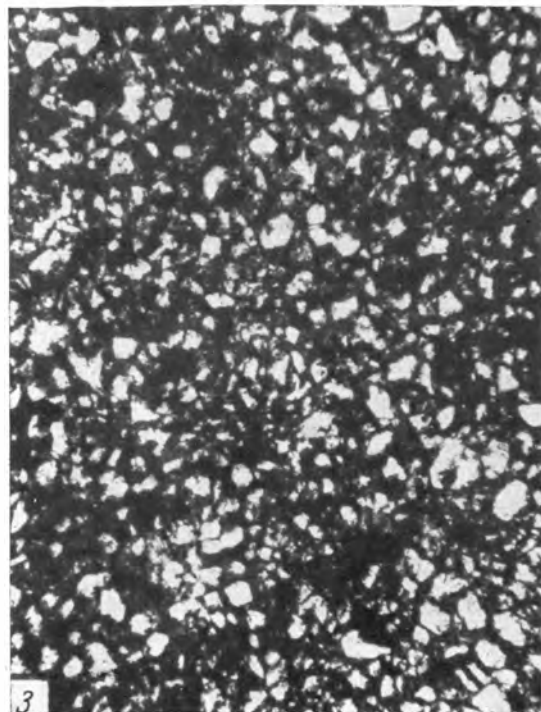
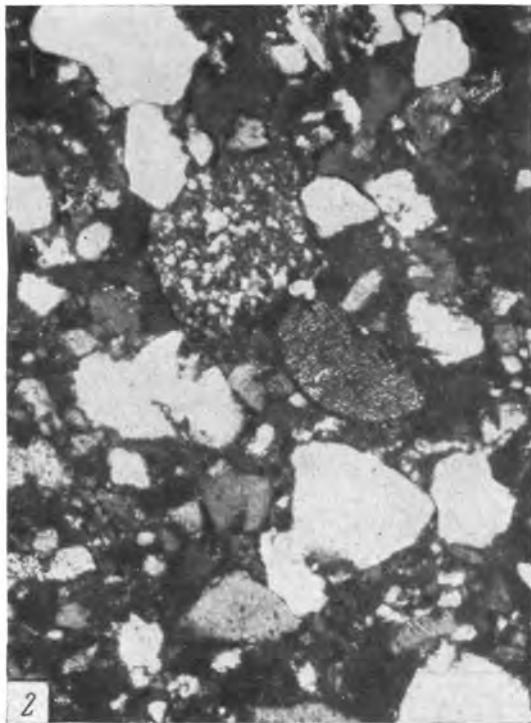


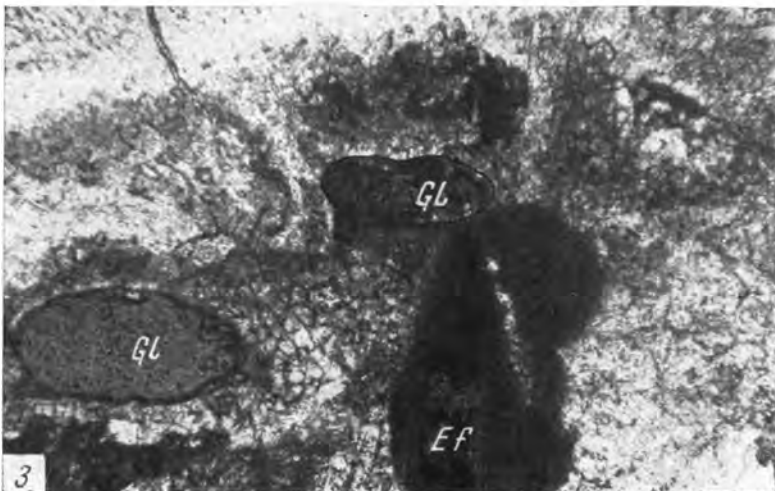
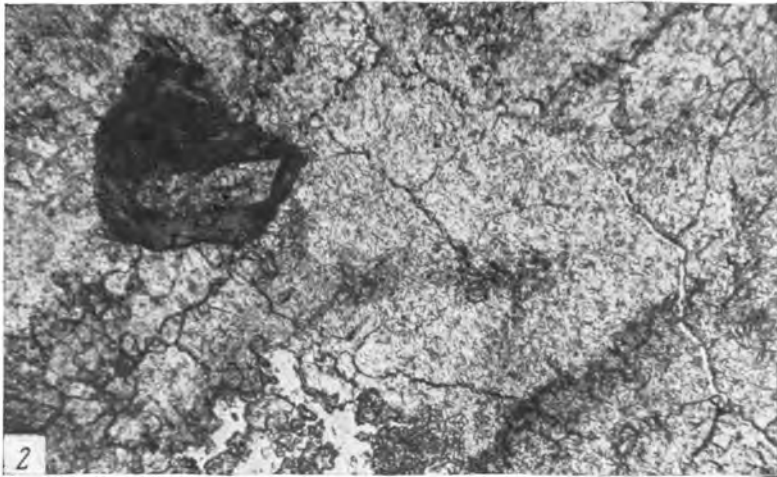
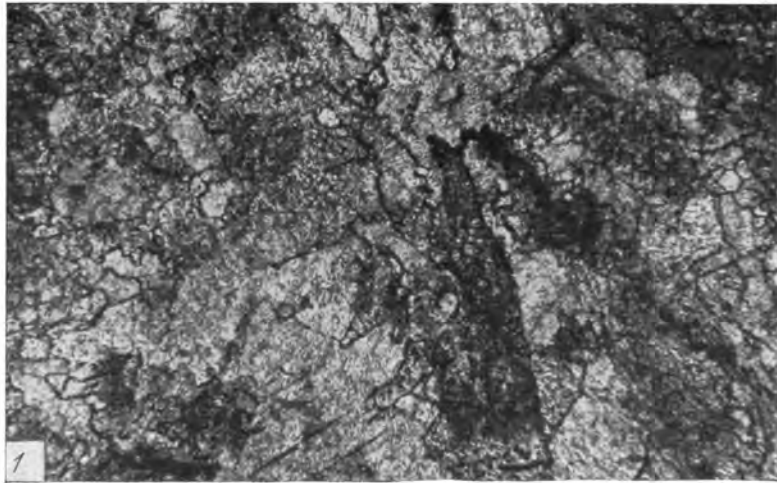


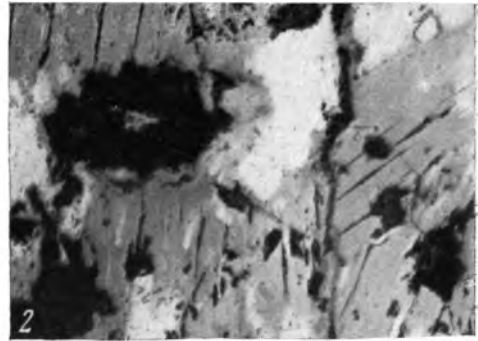
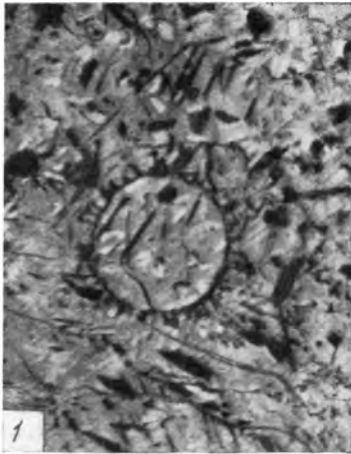


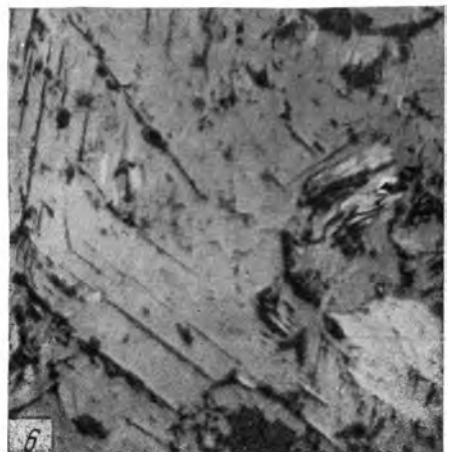
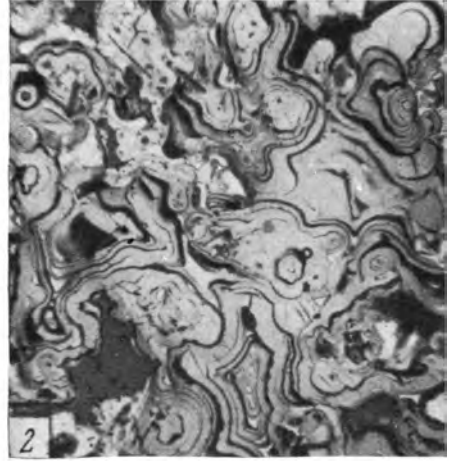


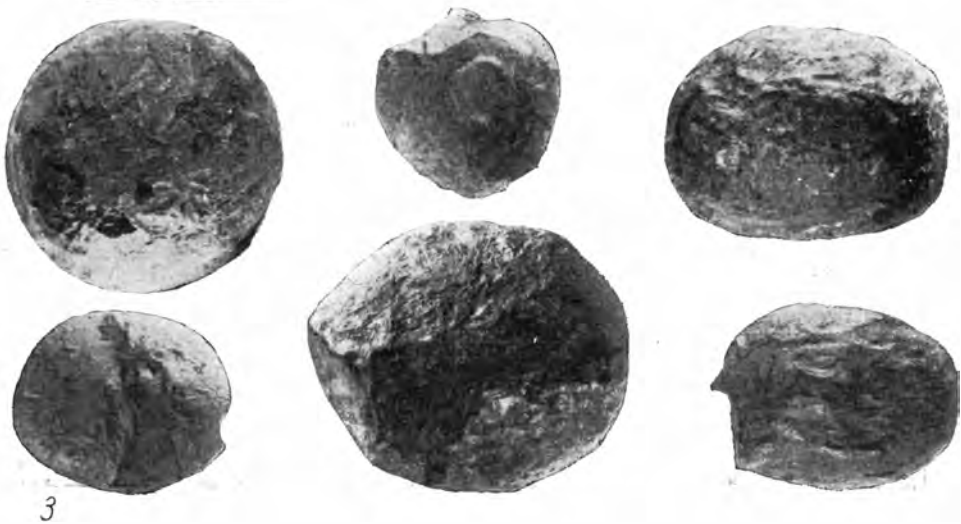
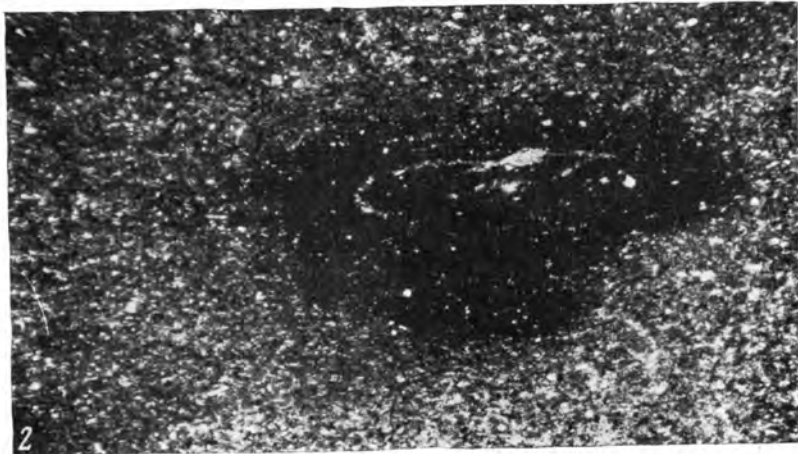


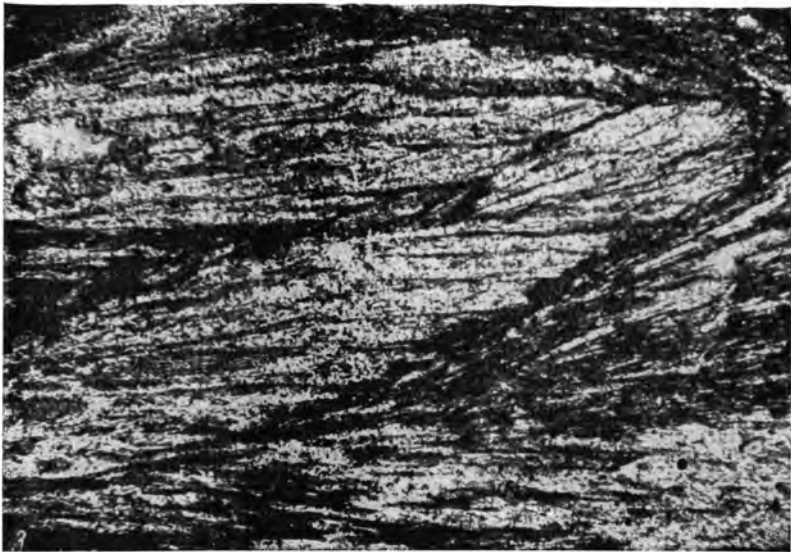


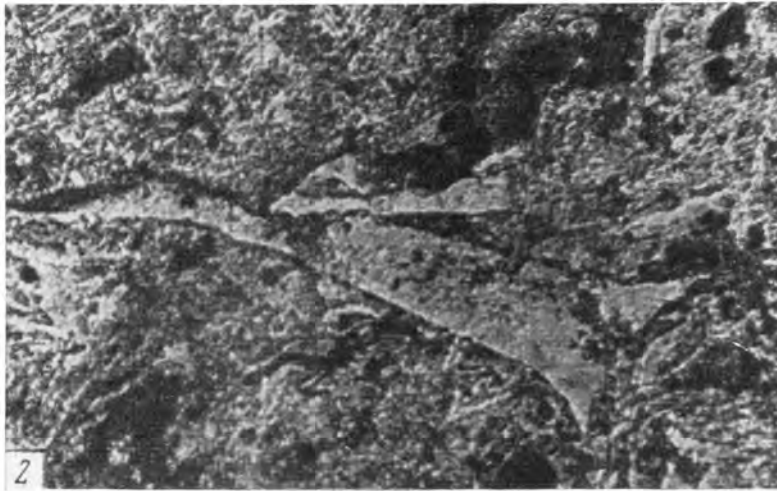
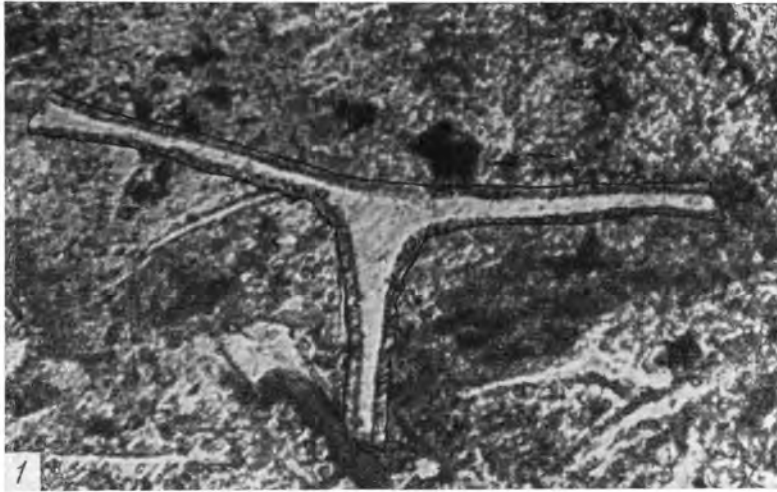


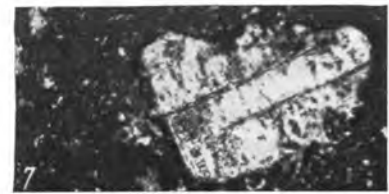
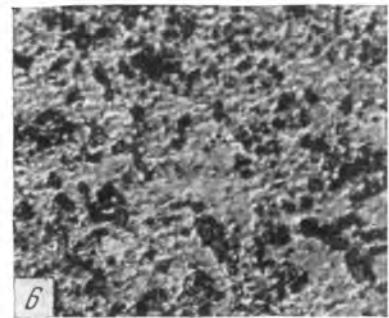
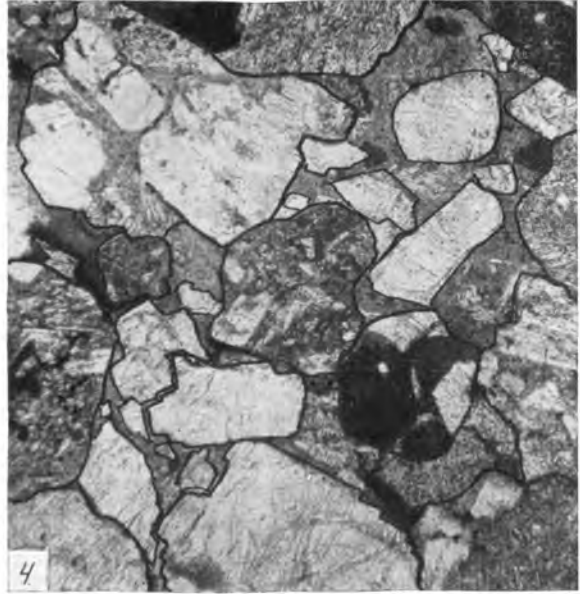
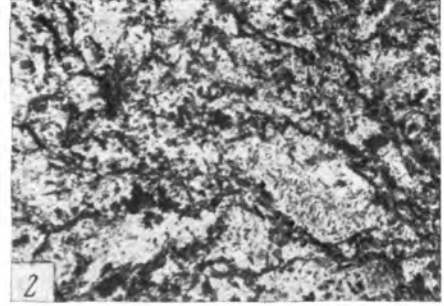
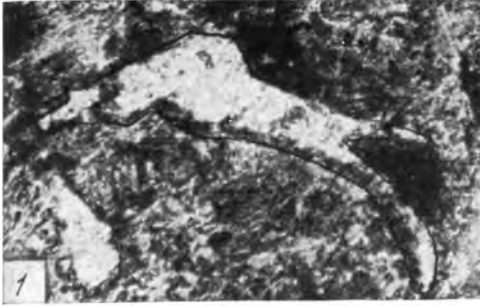












СОДЕРЖАНИЕ

Введение	5
Основные черты геологического строения южной части Южного Урала и Северных Мугоджар	7
История изучения ордовикских отложений	11
Литолого-стратиграфическая характеристика арениг-лландейльских вулканогенно-осадочных отложений (общая характеристика, условия залегания и разрезы)	16
Центральный участок	19
Южный участок	30
Северный участок	35
Типы пород и их происхождение	37
Эффузивные породы	37
Вулканогенные обломочные породы	40
Пирокластические породы	40
Осадочно-пирокластические породы	54
Вулканотерригенные (вулканомиктовые) породы	55
Осадочные породы	55
Кремнистые породы	55
Терригенные породы	58
Карбонатные породы	60
Породы инъекционных кластических тел	60
Марганцевые рудопроявления	64
Общая характеристика рудопроявлений	64
Морфология рудных тел	65
Особенности минерального и химического состава кос-истекских руд	68
Происхождение марганцевых руд	72
Сравнительная характеристика ордовикских рудопроявлений западного склона Южного Урала и восточнобашкирских месторождений	73
Распределение некоторых химических элементов в вулканогенно-осадочном комплексе	76
Кремнезем	76
Титан	77
Марганец, железо, фосфор	78
Малые элементы	80
Обстановка осадконакопления	85
Постседиментационные изменения	88
Главнейшие постседиментационные процессы и факторы, их обусловившие	88
О стадийности постседиментационного преобразования	96
Арениг-лландейльский вулканогенно-осадочный комплекс в свете учения о формациях	99
О формационной принадлежности арениг-лландейльских отложений	99
Нижне-среднепалеозойские вулканогенно-осадочные комплексы и арениг-лландейльская формация	101
Положение арениг-лландейльской формации среди марганценосных формаций	104
Заключение	106
Литература	107
Объяснение к таблицам и таблицы I—XIII	110

CONTENTS

Introduction	5
The main features of the geological structure of the southern parts of the Southern Urals and Northern Mugodzhur	7
The history of the study of Ordovician deposits	11
Lithologo-stratigraphic characteristic of the arenig-Ilandeilo deposits (general characteristic, mode of occurrence and sections)	16
Central area	19
Southern area	30
Northern area	35
Rock types and their origin	37
Effusive rocks	37
Volcanogenic detrital rocks	40
Pyroclastic rocks	40
Sedimentary-pyroclastic rocks	54
Volcanoterrigenous (volcanomictic) rocks	55
Sedimentary rocks	55
Siliceous rocks	55
Terrigenous rocks	58
Carbonate rocks	60
Rocks of injected clastic bodies	60
Manganese ore manifestations	64
General characteristic of ore manifestations	64
Morphology of ore bodies	65
Peculiarities of the mineral and chemical composition of Kos-Istek ores	68
Origin of the manganese ores	72
Comparative characteristic of the Ordovician ore manifestations of the western slope of the Southern Urals and eastern Bashkir deposits	73
Distribution of some chemical elements in a volcanogenous-sedimentary complex	76
Silica	76
Titanium	77
Manganese, iron, phosphorous	78
Trace elements	80
Sedimentation environment	85
Postsedimentation changes	88
Main postsedimentation processes and the factors, conditioning them	88
On stages of the postsedimentary transformations	96
Arenig-Ilandeilo volcanogenous-sedimentary complex in the light of studying formations	99
On the formational belonging of arenig-Ilandeilo deposits	99
Lower-Middle Paleozoic volcanogenous-sedimentary complexes and the arenig-Ilandeilo formation	101
Position of the arenig-Ilandeilo formation among manganiferous formations	104
Conclusion	106
Bibliography	107
Explanation of plates and Plates I—XIII	110

Анатолий Александрович Гаврилов

**Марганценовый вулканогенно-осадочный комплекс
ордовика Южного Урала и Северных Мугоджар**

*Утверждено к печати
Геологическим институтом АН СССР*

Редактор издательства *Н. А. Никитина*
Технический редактор *Н. П. Кузнецова*
Корректоры *А. Г. Короткова, А. П. Станина*

Сдано в набор 24/XI 1966 г. Подписано к печати 25/II-1967 г.
Формат 70×108^{1/16}. Бумага типографская № 1
Усл. печ. л. 11,2 Уч.-изд. л. 10,3
Тираж 900 Т-03004 Тип. зак. 6483

Цена 76 коп.

Издательство «Наука»
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука»
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

76 коп.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»