

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

**РУДОНОСНЫЕ
ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ
ФОРМАЦИИ
ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

ORE-BEARING
VOLCANOGENIC SEDIMENTARY
FORMATIONS
OF GEOSYNCLINES

Transactions, vol. 141

РУДОНОСНЫЕ
ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ
ФОРМАЦИИ
ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

Труды, вып. 141

Казахстане, на примере которых показано, что руды образуются не в зависимости от изменения фациальной обстановки, а лишь в моменты поступления из вулканических очагов рудообразующих веществ (см. статью Е. А. Соколовой и Л. Н. Ботвинкиной, стр. 68).

3. Определение роли вулканогенных продуктов в седиментации и рудообразовании, а также выяснение механизма их поступления и накопления. Эти вопросы наиболее сложные в проблеме вулканогенно-осадочного литогенеза и не могут быть решены только формационным методом. Здесь нужны специальные геохимические исследования. Большое значение при этом имеет познание современных процессов вулканогенного выноса с количественной оценкой выносимых веществ. Особенно большие трудности возникают тогда, когда вулканический источник располагался вне пределов области осадконакопления, и в самой формации вулканические породы отсутствуют. Это относится, например, к геосинклинальным бокситам, залегающим среди карбонатных толщ, не содержащих вулканического материала. Однако даже в таких случаях есть данные, позволяющие предполагать, что алюминий здесь вулканогенный.

Методический подход к решению вопроса вулканогенного бокситообразования иллюстрируется в двух статьях сборника (статьи В. Н. Григорьева, а также К. К. Зеленова, Р. И. Ткаченко, М. А. Канакиной). В одной из них (В. Н. Григорьев) рассматривается палеогеографическая обстановка для времени формирования среднекаменноугольных бокситов Средней Азии, в другой на примере одного из активных вулканов (Эбеко) Курильской гряды показаны условия миграции железа и алюминия при современном поствулканическом процессе, а также масштаб их выноса в бассейн седиментации.

Решение перечисленных вопросов, как и многих других, возникающих в связи с изучением вулканогенно-осадочных формаций, требует накопления соответствующего материала. Некоторые итоги исследований по проблеме образования руд публикуются в настоящем сборнике. Здесь представлены результаты работ разного характера, но все они объединены единой целью выяснить особенности состава, строения, условий образования вулканогенно-осадочных геосинклинальных формаций и связанных с ними полезных ископаемых.

Л. Н. Формозова

ГЕНЕЗИС И ФОРМАЦИОННЫЙ ХАРАКТЕР ДОКЕМБРИЙСКИХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД СЕВЕРНОЙ ШВЕЦИИ

ВВЕДЕНИЕ

Магнетитовым железным рудам без ясно выраженной слоистой текстуры обычно приписывают эндогенное происхождение. Чаще всего их считают образовавшимися на глубине в результате гидротермальных или пневматолитовых процессов. Некоторые авторы рассматривают магнетитовые руды как результат инъекции особой «рудной магмы», образовавшейся при дифференциации богатых летучими кислыми магматических расплавов. Мнение об эндогенном происхождении магнетитовых руд особенно широко распространено среди советских геологов, так как крупнейшие магнетитовые месторождения СССР имеют именно такой генезис (горы Магнитная, Высокая и Благодать на восточном склоне Урала, Соколово-Сарбайское в Кустанайской области, Коршуновское в Иркутской и др.).

Между тем магнетитовые руды могут возникать и иным путем: при осаждении железа на дне морских бассейнов из богатых им газов и растворов вулканического происхождения. Известно, что в девонских вулканогенно-осадочных рудах типа Лан-Дилль имеются прослой чистого магнетита (Шнейдерхен, 1958; Kegel, 1922; Rösler, 1962; Dave, 1963).

Работами А. С. Калугина (1957, 1959, 2, 1962, 1964; Калугин и др., 1964) и Г. А. Поспелова (1959, 1963) установлено, что магнетит-гематитовые руды Алтае-Саянской горной области образовались в условиях разной глубинности, но что среди них имеются пластовые залежи вулканогенно-осадочного генезиса.

Во всех перечисленных случаях речь идет о магнетитовых прослоях в рудах сложного состава или о чисто магнетитовых залежах небольшого размера. Возникает вопрос, могут ли подобным путем образоваться мощные массивные магнетитовые руды?

Для выяснения этого вопроса и познания некоторых общих закономерностей образования и локализации железных руд большой интерес представляют магнетитовые залежи в докембрии Балтийского щита, особенно широко развитые в Северной Швеции.

Шведские геологи П. Гейер и Н. Магнуссон в докладе на XVIII сессии Международного геологического конгресса отметили, что среди железных руд Центральной и Северной Швеции четко выделяются три минералогически и генетически различных типа (Гейер, Магнуссон, 1955; Geijer, Magnusson, 1944, 1952).

К первому типу относятся полосчатые гематитовые и магнетитовые кварциты, иногда с повышенным содержанием марганца. Эти руды родственны железистым кварцитам Кривого Рога и района Курской магнит-

ной аномалии. Подобно большинству геологов Советского Союза (Горяинов, 1964; Доброхотов, 1961; Марков, 1958^{1, 2}, 1959; Семенов, 1959; Точилин, 1963; Точилин, Горяинов, 1964; Харитонов, 1960, 1962; Чернов, 1959, 1964; Чернов и Стенарь, 1961), Гейер и Магнуссон относят эти руды к вулканогенно-осадочному типу.

Ко второму типу относятся неправильные по форме скарновые залежи. Кроме гематита и магнетита, в них присутствуют типичные скарновые минералы: гранат, диопсид и др.

К третьему типу П. Гейер и Н. Магнуссон относят пластовые залежи так называемых апатитовых железных руд, сложенных в основном магнетитом и в меньшей степени гематитом с различным, но иногда высоким, содержанием апатита. Руды последнего типа лежат среди вулканических пород, и до недавнего времени их, как и магнетитовые руды Урала, считали образовавшимися в результате тех или иных эндогенных процессов. Между тем, несмотря на позднейший метаморфизм, они сохранили черты, которые позволяют довольно уверенно предполагать их вулканогенно-осадочное происхождение. В дальнейшем речь будет идти именно о рудах такого типа и о формационном характере пород, которые их вмещают.

РУДЫ ТИПА КИРУНА

а) Общая характеристика

Наиболее крупные магнетитовые месторождения Швеции расположены в округе Норботтен в шведской Лapplандии. Это месторождения Кирунаваара, Луоссавара, Гелливаре, Свапавара, Ректор и другие (рис. 1). Здесь же и в прилегающих районах встречаются более мелкие залежи руд того же типа.

В Центральной Швеции к такому же типу причисляется крупное месторождение Гренгесберг. К нему же относят некоторые месторождения Финляндии: Каймаярви и Секкуёккин, а также Норвегии: Нисседаль, Телемаркен и Лофотен. Руды указанных месторождений в геологической литературе часто называются рудами «типа Кируна»¹. Они считаются одними из лучших в Европе. В богатых разностях этих руд содержание железа доходит до 71%.

Главным рудным минералом является магнетит, хотя существуют и такие залежи, в которых преобладает гематит. В рудах обычно присутствует фторapatит. Иногда он образует целые прослои в руде, достигая 20% (месторождение Ректор), и даже замещает ее по простираанию. В общем же содержание фосфора в рудах типа Кируна колеблется очень сильно. Есть месторождения, в рудах которых количество P_2O_5 достигает 5%, но чаще меняется от 0,6 до 2%. В других месторождениях (Туолавара, Наутанен, Ловениеми) оно падает до 0,02% или даже не превышает кларковых содержаний. Руды месторождения Мертайнен, например, содержат от 0,0005 до 0,3% фосфора. В связи с этим представляется неправильным называть шведские магнетитовые руды «апатитовыми», как это делает большинство скандинавских геологов. Вероятно, такой обычай возник потому, что товарная руда месторождения Кирунаваара большею

¹ П. Гейер (Geijer, 1935) пишет, что на языке лопарей «Кируна» значит «белая куропатка». Гору, вдоль гребня которой выходит магнетитовая руда, называли Кирунаваара, т. е. гора Белой Куропатки. Возникший рядом рудничный городок получил название Кируна.

Под Кирунскими месторождениями обычно подразумевают расположенные поблизости одна от другой рудные залежи Кирунаваара, Луоссавара и Ректор, но иногда причисляют к ним несколько более удаленную рудную залежь Тоулавара. Термином «руды типа Кируна» обозначают все пластовые магнетитовые и магнетит-гематитовые залежи Скандинавии, связанные с породами порфиристо-лептитовой серии и обогащенные апатитом.

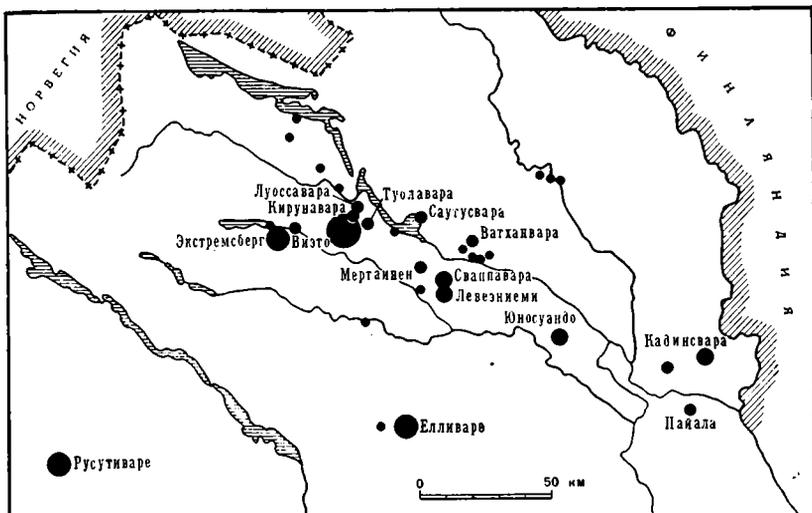


Рис. 1. Расположение железорудных месторождений в Северной Швеции (по Гейеру и Магнуссону, 1952). Размер черных кружков соответствует значению месторождения

частью содержит довольно много фосфора. В то же время количество фосфора в рудах многих других месторождений такое же, как в железистых кварцитах Средней Швеции и Южной Финляндии, а иногда и меньше.

Количество TiO_2 чаще всего равно сотым долям процента и лишь в рудах Гренгесберга доходит до 0,3%. Встречаются кварц, сульфиды, амфиболы и пироксены. Некоторые месторождения отличаются присутствием карбонатов — кальцита и анкерита, иногда встречаются мартит и лимонит, но последние, по-видимому, представляют собой результат эпигенетических изменений первичных рудных минералов.

Запасы руд типа Кируна очень велики. В одном только месторождении Кирунаваара для руд с содержанием 64—68% железа до глубины 800 м они исчислялись в 1600 млн. т. В Гелливаре — 428 млн. т руды или 277 млн. т железа. Огромные запасы и высокое качество руд, а также удобные горнотехнические условия их эксплуатации сделали месторождения Северной Швеции основным источником сырья для черной металлургии не только Скандинавии, но и других стран Европы.

б) Основные месторождения руд типа Кируна

Руды месторождения Кирунаваара образуют меридионально вытянутую пластовую залежь, которая падает под углом около 55° на восток и прослежена от островка на озере Луоссоярви к югу на 4745 м. В большей своей части до начала разработок эта залежь соответствовала гребню небольшого горного кряжа, на значительном протяжении сложенного магнетитом.

Цифры мощности рудной залежи, приведенные в разных работах, очень различны. В. А. Обручев в 1935 г. писал, что она изменяется от 34 до 152 м, однако максимальная цифра мощности, которую удалось найти в работах шведских геологов, равна 122 м. Средняя мощность залежи, по данным П. Гейера и Н. Магнуссона (Geijer, Magnusson, 1944), равна 90 м, а по данным Г. Шнейдерхена (1958) — 70 м. Ольснер (Oelsner, 1961) указывает, что мощность руд Кирунавары колеблется от 30 до 60 м. Такая пестрота цифр, вероятно, связана с тем, что замеры мощности

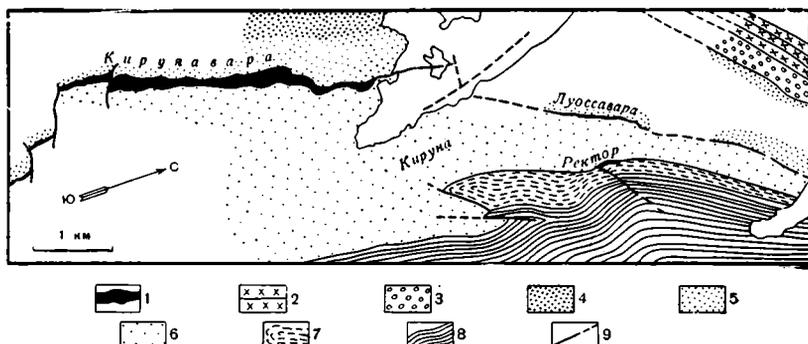


Рис. 2. Соотношение рудных залежей в районе месторождения Кирунавара (по Гейеру, 1930)

1 — железная руда, 2 — зеленокаменные породы, 3 — конгломераты Кируна, 4 — сиенит, 5 — сиенит-порфир (кератофир), 6 — кварц-порфир, 7 — вулканические породы нижнего комплекса Хауки (порфиры «Ректор»), 8 — осадочные породы серии Вакко, 9 — разломы

производились в разных частях рудной залежи и в разные годы, т. е. при разной глубине ее разработки. Последние цифры, наиболее поздние по времени публикации, вероятно, указывают на постепенное уменьшение мощности залежи с глубиной. Однако на глубине 970 м от поверхности рудная залежь еще существует, и была подсечена буровыми скважинами.

Состав руд и характер рудовмещающих пород месторождения Кирунавара более подробно будут описаны ниже.

После перерыва в 1 км за озером расположена еще одна залежь руды, представляющая месторождение Луоссавара. Длина его — 1,5 км, средняя мощность — 26 м, а максимальная — 60 м. На восточном склоне тех же гор, несколько выше по разрезу, чем рудная залежь Луоссавара, расположено пластовое рудное тело месторождения Ректор, вытянутое на 4 км. Мощность его руд от 9 до 54 м. Руда сложена магнетитом и гематитом с большим количеством апатита, кальцита с зернами кварца, турмалина, альбита, барита и миндалинами, заполненными кальцитом. В городе Кируна в обнажениях на улице Ларергартен можно видеть постепенный переход железных руд в апатитовые руды мощностью в 1—2 м, протягивающиеся на 2 км. В других местах месторождения Ректор прослой чистого апатита тянутся вдоль верхнего и нижнего контакта рудной залежи. Содержание железа в руде в среднем составляет 36%, а P_2O_5 — 4—5% (Geijer, 1931₂ и 1950). Соотношение перечисленных рудных залежей района Кирунавара видно на рис. 2.

В 2,5 км к северо-северо-востоку на том же стратиграфическом уровне, что и месторождение Ректор, и в тех же вмещающих породах лежит близкое по составу также пластовое рудное тело месторождения Нокутсвара.

К востоку от Кируны находится небольшое месторождение Туолаваара. Круто падающие рудные тела кроются и подстилаются слабо метаморфизованными красными кварц-порфирами. В них широко развиты рудные брекчии. Руды в нескольких местах прорваны магнетитовыми жилами.

В этих же вулканических породах, богатых калием, залегает значительное месторождение Экстремберг, расположенное в 30 км западнее Кируны. Высокофосфористые руды этого месторождения представлены правильными пластовыми телами магнетита и кристаллического гематита. Близ месторождения Экстремберг находится небольшое рудное тело Скокумьокки. Руды его также состоят из магнетита или гематита, с прослоями и обломками красной яшмы. К юго-востоку от Кируны располо-

жено месторождение Мертайнен. Оно интересно особой, почти не встречающейся на других месторождениях текстурой руд. Здесь широко развиты обломочные руды и рудная брекчия.

Обломки магнетита и различных порфиров лежат в кератофировой основной массе с нодулями амигдалоидов. Обломки порфира расплавлены по периферии и похожи на обожженные туфовые фрагменты. Встречаются бомбы как в рудах типа Лан-Дилль (Geijer, 19312; Обручев, 1935; Шнейдерхен, 1958).

В 10 км юго-восточнее Мертайнен лежит довольно большое месторождение Свапавара. Правильные пластовые руды, меридионально вытянутые на 770 м, лежат в лептитях. Северная часть месторождения сложена магнетитом, а большая южная — гематитом (рис. 3). Руды богаты апатитом и кальцитом ($P = 1\%$, $CaCO_3 = 6-7\%$).

В 70 км южнее Кирунавары находится крупное пластовое месторождение Гелливаре. Главный рудный горизонт тянется на 6 км от Волькоммена до Кюлле и залегает среди гнейсов и лептитов. Есть еще и более мелкие линзы руды. Падение их крутое, почти вертикальное. В плане же месторождение Гелливаре имеет неровную лентообразную форму с раздувами и сужениями (рис. 4).

Кроме района Кирунавары, подобные рудные тела встречаются и в других местах Северной Швеции (Geijer, 1910, 1930).

В рудном районе Центральной Швеции, в южной Делакарлии, находится крупное месторождение Гренгесберг, причисляемое шведскими геологами к типу Кируна. Площадь его превышает 90 000 м². Годовая добыча руды более 1 млн. т. Пластовое рудное тело круто падает к юго-востоку под углом 65°. Вмещающие породы — богатые щелочами лептиты; на некоторых участках они переслаиваются с рудой. Вокруг месторождения Гренгесберг среди таких же лептитов находится много мелких линз джеспилитовых и скарновых железных руд (месторождения Стрипа, Стриберг, Страсса, Бланка и др.).

Руды месторождения Гренгесберг представлены главным образом магнетитом, но в северной части его имеется чистый гематит. Встречаются руды из смеси обоих минералов. Как и все руды типа Кируна, месторождение Гренгесберг считается апатитсодержащим. Однако содержание фосфора очень сильно колеблется, увеличиваясь обычно к северу и к кровле рудного тела. Здесь оно доходит до 7—8%. Среднее его содержание для северной части месторождения составляет 1,30%, а для южной — 0,9%.

Н. Магнуссон (Magnusson, 1938) считал, что все руды Гренгесберга первичны, хотя гематит и был отложен несколько раньше магнетита. Возможно, пишет он, что железный блеск первоначально был более ши-

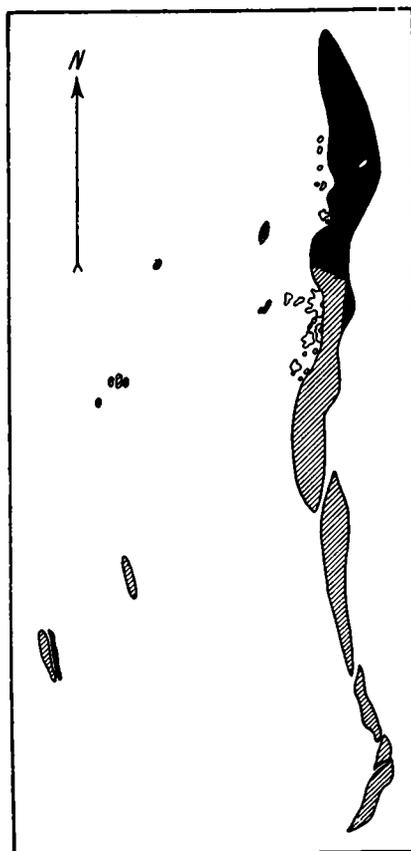


Рис. 3. Рудное тело месторождения Свапавара (по Штутцеру, 1907). Черное — магнетит, серое — гематит

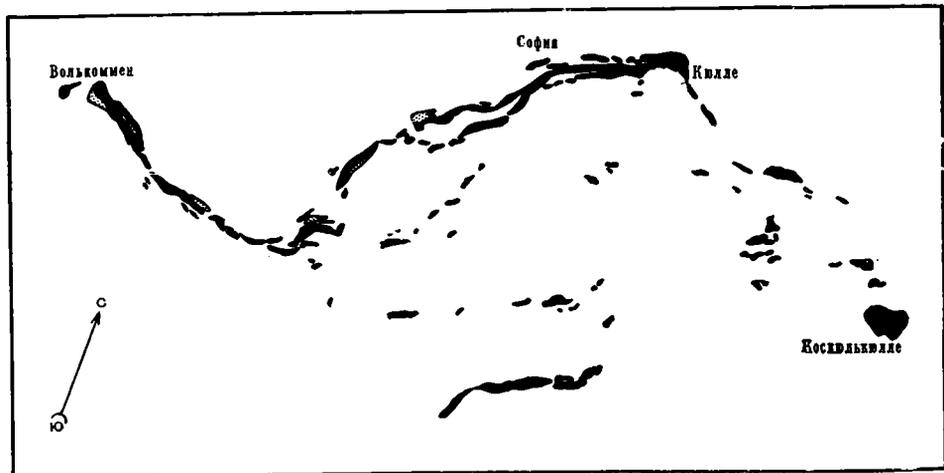


Рис. 4. Рудные тела месторождения Гелливаре (по Штутцеру, 1907).
Черное — магнетит, серое — гематит

роко распространен. Интересен подмеченный Н. Магнуссоном факт, что переход гематитовой руды в магнитный железняк происходит на участках замещения вмещающих руду калиевых лептитов натровыми, которые он считает образовавшимися метасоматически из калиевых разностей.

Х. Иохансон (Johansson, 1911) разработал подробную структурно-минералогическую классификацию руд Гренгесберга, включив в нее малоизмененные, сильно метаморфизованные и метасоматические разности. Наибольший интерес представляет то обстоятельство, что на юго-западе месторождения при неизменном характере рудовмещающих пород наблюдается переход массивных руд типа Кируна в полосчатые железистые кварциты, подобные рудам месторождений Стрипа, Стриберг, Ломберг и др.

в) Минералы руд типа Кируна

Руды типа Кируна сложены главным образом магнетитом, а в меньшей степени — чистым гематитом или смесью гематита с магнетитом. Только в стратиграфически наиболее высоких рудных горизонтах формации встречаются кремнистые гематитовые руды без магнетита или с небольшим его количеством (месторождения Ректор и Хауки).

Магнетит. Наиболее богатые чистые магнетитовые руды развиты в месторождениях Кирунавара и Луоссавара (в меньшем количестве в Туолавара). О. Штутцер (Stutzer, 1907) приводит такой состав (в %) плотной и твердой руды месторождения Кирунавара:

$\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{FeO}$	= 96,25	Al_2O_3	= 0,39
Fe_2O_3	= 1,62	SiO_2	= 0,95
MnO	= 0,26	P_2O_5	= 0,008
CaO	= 0,40	S	= 0,033
MgO	= 0,31	$\text{Fe}_{\text{мет}}$	= 70,8

Этот анализ показывает, что руда Кирунавара местами представляет собою почти чистый магнетит. Однако такой состав руды с высоким процентным содержанием железа и ничтожным количеством кремнезема и фосфора даже в Кирунаваре встречается не всегда. «Чистота рудных масс не так уж безусловна!» — пишет О. Штутцер. Чаше магнетитовые руды содержат большое количество фторопатита и других примесей.

В случае богатых руд зерна магнетита невооруженным глазом нельзя рассмотреть. Реже они бывают хорошо и полностью раскристаллизованы. Обычно удлиненные кристаллы магнетита размером от 0,5 до 1,5 мм расположены по простиранию рудных залежей.

В районе Кирунавары магнетит развит не только в рудных залежах, но также и в подстилающих руду кератофирах (сиенит-порфирах). Идиоморфные октаэдры магнетита лежат среди полевых шпатов или образуют зубчатые агрегаты из плотно примыкающих друг к другу зерен, четко ограниченных кристаллографически. В кератофирах встречаются также титанит и апатит в форме клинообразных кристаллов и волокнистая зеленая роговая обманка. О. Штутцер (Stutzer, 1907) отмечал, что в присутствии последней магнетит всегда представлен октаэдрами.

Интересна «кольцевая» руда Луоссавары, состоящая из округлых образований, в центре которых находится обломок порфира в виде ядра, облеченного апатитовой оболочкой, а затем магнетитовой тонкой коркой (кольцом).

В рудах Луоссавары, Ректор, Нокутсвары и некоторых других месторождений встречаются линзы магнетитовой руды, содержащей округлые миндалины около 5 мм величиной, выполненные кальцитом и подобные миндалинам лавы (Geijer, 1918). Если такие кальцитовые образования выщелочены, то остается пористая магнетитовая руда.

Трещины в рудах обычно бывают ориентированы в том же направлении, в каком вытянута рудная залежь. Они заполнены чистым магнетитом или тесным срастанием магнетита и апатита. Подводящие к трещинам каналы никогда не отмечались.

Очень часто встречаются руды из смеси магнетитовых зерен с таблитчатыми или изометричными кристаллами гематита от 1 до 2 мм в диаметре. Они обычно залегают в рудном горизонте в виде отдельных тел. Для их границ характерны порфиробластовые кристаллы одного рудного минерала в другом (Geijer, 1930).

В руде часто наблюдается сильное и глубокое срастание магнетита с апатитом. Последний не только образует концентрации и стяжения в магнетите, но также встречается в виде тончайших включений и лейстообразных сращений. Апатит тогда принимает серый цвет от включений магнетита. Эти минералы, образовавшиеся одновременно, часто не могут быть разделены обычными механическими методами. В то же время на многих месторождениях существуют руды, образованные чередованием тонких прослоев магнетита и апатита, хорошо отграниченных друг от друга.

На месторождении Ректор плотная компактная руда голубого цвета без явной грануляции представляет собою различные смеси магнетита, гематита и апатита. В одних случаях зерна гематита размером от 0,2 до 0,6 мм облечены магнетитовой оболочкой. В других случаях очень мелкие (0,02—0,005 мм) октаэдры магнетита находятся в гомогенной смеси с гематитом и апатитом. Призматические зерна апатита не превышают 0,1 мм в диаметре и лежат отдельно или образуют слоеподобную сегрегацию больших чистых неправильных скоплений.

На этом же месторождении, так же как в Нокутсваре и Туолаваре, встречаются разности магнетитовой руды, представленной чередованием прослоев магнетита, с большим количеством кварца, кальцита и апатита.

На восточном склоне Луоссавары О. Штутцер (Stutzer, 1907) описал в верхах формации богатые фосфором конкреции магнетита в филлитовых сланцах. Свообразная завитая округлая форма магнетита позволила ему считать эти образования вулканическими бомбами. Филлитовые сланцы Штутцер считает измененными туфами. В том же районе среди туфогенных сланцев свиты Хауки имеется небольшая рудная линза, представленная тонкозернистой магнетитовой рудой, в которой отмечено

интересное лейстообразное сращение магнетита с кварцем и сахаровидным апатитом, красным от включений гематита. Руда пересечена тонкими жилками и трещинками, заполненными кварцем, слюдой и гексагональными пластинками спекулярита. Среди магнетитовых разностей руды Лундбом (Lundbohm, 1910) выделяет пять видов в зависимости от содержания фторапатита и количества железа. Особенно много разных типов руды на контактах и вблизи их.

Гематит. В рудах типа Кируна гематит встречается постоянно, но все же он не так широко развит, как магнетит. В Кирунаваре гематит занимает южную часть месторождения.

Гематит представлен таблитчатыми кристаллами размером от 1 до 2 мм или встречается в виде изометричных зерен. Он обычно не образует чистых масс руды, а имеет различные примеси. Так, гематитовая руда всегда более кремниста. Кремнезем находится в виде микроскопических сегрегаций в гематите. Наибольшее развитие кремнистые гематитовые руды и руды с прослоями кварца имеют в верхах формации (месторождения Ректор, Хауки и в сланцах, лежащих выше по разрезу). Несмотря на то, что руды Ректор в общем подобны развитым в месторождениях Кирунавара и Луоссавара, они имеют характерные отличия. То же можно сказать о рудах Гренгесберг и Туолавара. В этих рудных телах гематит, кроме кремнезема, содержит апатит, сидерит, кальцит, анкерит и серицит. Эти примеси образуют иногда неправильную, прерывистую или постоянную полосчатость. Содержание железа в них снижается до 36%. В богатых апатитом рудах Матоярви и Ларергартен много кварца.

Интересна очень богатая апатитом кремнистая гематитовая руда на участке Симеон месторождения Ректор, которая протягивается между месторождениями Ректор и Нокутсвара. Она имеет до 2 м мощности и сложена мелкими призматическими кристаллами апатита и рассеянными в них таблитчатыми зернами гематита, сцементированными кварцем или карбонатом. Этот горизонт подстилается чистым апатитом, который тянется в кровле подстилающих руду кварц-порфилов на 4,8 км. В самом месторождении Ректор чистый апатит как бы включает слои руды, а иногда и косо срезает их. Верхний контакт руды более прост и представлен лишь апатитом и кварцем.

Железный блеск или спекулярит. Этот минерал, как известно, представляет собою ясно кристаллическую разновидность гематита черного цвета с металлическим блеском. Он встречается в виде микроскопических, просвечивающих красным цветом, шестиугольных табличек в апатитовых линзах и обуславливает их красноватый цвет. Более крупные кристаллы спекулярита иногда обнаруживаются в трещинах среди других типов руд. Эпигенетические кварц-спекуляритовые образования пронизывают как руды, так и все подстилающие и покрывающие вулканические породы.

Бурый железняк образуется при выветривании в виде почковидных образований на магнетитовых и гематитовых рудах.

Сидерит встречается только в гематитовых рудах месторождений Ректор, Экстремберг и Хауки в виде отдельных включений или прослоев.

Пирит в небольшом количестве встречен на Кирунаваре в магнетитовой руде. Чаще всего он наблюдается вместе с кварцем, а в руднике Профессорн вместе с кальцитом.

Халькопирит — редкий вторичный минерал; встречен на месторождении Туолавара.

Борнит образуется в мелких жилках на многих месторождениях руд типа Кируна.

Титанит присутствует в руде обычно в небольшом количестве (0,9—1,5%). Во вмещающих породах он чаще всего встречается в виде выполнения миндалин.

Ильменит встречается редко. Зерна его включают очень мелкие кристаллы магнетита. Магнетит же всегда свободен от ильменита.

Хлорит и другие железистые силикаты встречаются в небольшом количестве, прорастая магнетит, амфибол, слюду.

Фосфаты. В рудах типа Кируна широко, но не равномерно развит фторапатит, достигая 25% в рудной массе. Хлорапатит встречается редко. Чистый фторапатит тонко- или крупнозернистый двусосный сахаровидный минерал, обычно бывает зеленоватого цвета. Если в нем присутствуют включения гематита, то он становится красноватым, магнетит же делает апатит серым. Апатит в руде образует самостоятельные чистые прослои, линзы, неправильные скопления или конкреции до нескольких сантиметров величиной, или переслаивает и пересекает ее. Иногда слои продолговатых зерен апатита, светлые или окрашенные, чередуются со слоями руды, образуя правильные или прерывистые линейные структуры, подобные полосчатым джеспилитам, в которых прослои кварца заменены апатитом.

Среди нерудных минералов, встречающихся в руде, кроме апатита, можно отметить роговые обманки, которые широко развиты близ контактов руды с вмещающими породами и в скарновых или рудных брекчиях. Тонкая неправильная сетка трещин в такой руде заполнена роговой обманкой, апатитом, биотитом и альбитом.

Из более редких минералов можно отметить диопсид, силлиманит, биотит и корунд, который встречается в крупных зернах величиною до 1 см.

Разрез района Кируны

Чтобы понять характер рудовмещающих пород Северной Швеции, можно привести разрез района месторождения Кирунавары, где эти породы наименее метаморфизованы, по данным Штутцера (Stutzer, 1907), П. Гейера (Geijer, 1918, 1931) с дополнениями О. Ольснера (Oelsner, 1961).

6. Верхний комплекс Хауки или серия Вакко. Конгломераты, граувакки, филиты, известняки и доломиты. В средней части серии встречаются эффузивы основного состава.

Гематитовые руды

5. Нижний комплекс Хауки. Туфы и реже лавы кератофирового и кварц-кератофирового состава.

Гематит-магнетитовые руды

4. Кварцевые порфиры. Туфы и лавы, местами агломераты.

Магнетит-гематитовые руды

3. Сиенит-порфиры или кератофиры. Северо-восточнее эффузивный характер пород выражен более резко. Вниз по разрезу кератофиры переходят в тонкозернистые сиениты.

2. Конгломерат Куравара. Вулканический конгломерат с прослоями граувакк и туфов.

1. Зеленокаменные породы. Подушечные лавы спилитов и диабазов с прослоями туфов.

В основании разреза лежат зеленокаменные породы (диабазы, спилиты) с прослоями туфов, агломератов, метаморфизованных известняков и графитовых сланцев. Местами основные вулканические породы переслаиваются с лептитам и переходят в них по простиранию¹. Химический состав основных пород района Кирунавары, по П. Гейеру, приведен в табл. 1. Видимая мощность свиты достигает 400 м. Н. Сундиус (Sundius, 1915), подробно описавший породы этой свиты, отметил широкое развитие среди них подушечных лав и стекловатых структур.

¹ О значении термина лептиты в шведской литературе будет сказано ниже.

Т а б л и ц а 1

Химический состав основных вулканических пород района Куруавара, по Гейеру (Geijer, 1931)

Компонент	Спилиты		Эффузивный диабаз	Зеленокамен- ные породы	Амфиболит
SiO ₂	50,76	55,04	49,10	48,55	48,11
TiO ₂	1,60	1,15	1,12	1,13	1,11
Al ₂ O ₃	14,57	13,83	15,70	13,50	17,64
Fe ₂ O ₃	4,11	2,19	1,87	3,56	4,36
FeO	10,59	7,39	10,06	10,20	6,76
MnO	0,09	0,20	0,63	0,27	0,13
MgO	2,86	4,78	6,91	7,37	6,36
CaO	7,54	7,08	10,88	8,58	8,03
Na ₂ O	5,54	5,90	2,39	2,94	3,60
K ₂ O	1,04	0,36	0,44	0,32	1,62
BaO	—	—	0,03	0,03	0,03
P ₂ O ₅	0,06	0,08	0,07	0,09	0,06
S	0,06	0,01	0,02	0,10	0,03
CO ₂		1,28	—	Нет	—
H ₂ O ⁺	0,94	0,77	0,45	3,24	2,23
Сумма	99,76	100,06	99,67	99,88	100,07

Выше зеленокаменных пород лежат так называемые конгломераты Куравара, состоящие из плохо окатанных обломков нижележащих зеленокаменных пород, к которым в небольшом количестве примешаны гальки мраморизованных известняков, красных яшм, магнетитсодержащих сиенит-порфиров и апатитсодержащего магнетита. По Н. Сундиусу (Sundius, 1912, 1915), это вулканический агломерат, в котором преобладают обломки альбитизированных пород. Присутствие обломков магнетита очень важно, так как говорит о том, что образование руд началось еще до отложения конгломератов Куравара, но эти древние залежи были полностью размывы. Иногда конгломераты переслаиваются с граувакками и туфами. Мощность свиты очень изменчива и иногда увеличивается до 600 м, местами она совсем выклинивается.

На конгломератах Куравара с достаточно резкой границей, но без следов контактового метаморфизма, залегает однородная по составу мелкокристаллическая магматическая порода, которая далеко прослеживается на юг и север и образует пластовое тело непостоянной мощности максимум до 700 м. В старых работах она обычно описывается под названием сиенита. Это — бескварцевая порода, состоящая главным образом из щелочных (преимущественно натриевых) полевых шпатов, размер зерен которых изменяется от 1 до 6 мм в поперечнике. В небольшом количестве присутствуют авгит и зеленая роговая обманка.

Относительно генезиса сиенита у шведских геологов нет единства взглядов. П. Гейер и другие геологи, работавшие здесь в 20-х и 30-х годах, ссылаясь на полную раскристаллизованность породы, считали ее пластовой интрузией. Однако более детальные картировочные работы последнего десятилетия показали, что сиениты вверх по разрезу совершенно постепенно переходят в серые кератофиры с порфировой, сферолитовой и миндалекаменной структурой. В них встречается мало измененный туфовый материал и стекло. Отмечены и другие признаки вулканического происхождения. Кроме того, ни сиениты, ни кератофиры не имеют

Химический состав сиенитов и сиенит-порфиров Кирунавары—Луоссавары в Северной Швеции, по Гейеру (Geijer, 1930), Штутцеру (Stutzer, 1907) и др.

Компонент	Сиениты					Сиенит-порфиры (кератофиры)					
SiO ₂	64,56	63,32	69,36	59,57	52,52	60,78	51,69	59,71	60,97	61,12	61,24
TiO ₂	0,90	1,72	0,45	1,82	1,71	2,74	1,80	0,66	1,65	1,35	0,82
Al ₂ O ₃	16,22	17,30	15,00	15,14	15,33	14,95	14,62	16,18	15,39	17,06	13,95
Fe ₂ O ₃	2,87	2,03	2,84	5,50	8,37	4,04	9,24	4,89	3,29	3,20	3,81
FeO	1,73	1,82	0,55	1,62	5,36	2,27	5,14	2,64	1,19	2,96	1,45
MnO	0,12	0,05	0,01	0,36	0,04	0,07	0,08	0,09	0,36	0,23	0,14
MgO	0,63	0,94	0,49	2,46	2,25	2,39	3,74	1,54	3,39	1,17	4,23
CaO	1,21	2,42	0,41	3,42	1,66	3,22	4,49	3,77	5,04	2,91	3,69
Na ₂ O	5,61	8,73	5,23	6,13	3,28	5,81	6,77	5,93	5,65	7,25	5,13
K ₂ O	5,77	1,38	5,31	3,27	8,55	3,69	1,08	3,69	2,88	2,04	4,53
Сумма щелочей	11,38	10,11	10,54	9,40	11,88	9,50	7,85	9,62	8,53	9,29	9,66
P ₂ O ₅	0,16	сл	0,08	—	0,53	0,01	0,46	0,44	0,11	0,02	
S	0,03	0,03	0,06	0,015	0,02	—	0,02	—	—	—	
CO ₂	—						0,38				
H ₂ O	0,18	0,24	0,25	0,57	0,28	0,53	0,43	0,22	0,60	0,74	
Сумма	99,99	99,98	100,04	99,88	99,90	100,50	99,94	99,76	100,52	100,05	98,99

интрузивных контактов. Поэтому Н. Магнуссон в Швеции и О. Ольснер в ГДР считают сейчас, что эти породы вулканического происхождения и были раскристаллизованы в процессе метаморфизма (Magnusson, 1953; Oelsner, 1961).

Химический и минералогический характер сиенитов и кератофигов, часто называемых шведскими геологами сиенит-порфирами, очень близок (табл. 2). Последние состоят в основном из пертита, а кроме того, содержат пироксен, титанит, апатит, магнетит и небольшое количество кварца (5—10%). Нодулы в полевошпатовой основной массе выполнены роговой обманкой, апатитом, титанитом и магнетитом, которые окружены зернами полевых шпатов. Содержание кремнезема колеблется от 50 до 60%. Количество магнетита бывает довольно значительно, и тогда породы представляют собой так называемые магнетит-сиенит-порфиры или даже бедную железную руду (Fe около 36%; см. табл. 3). Мощность кератофигов вместе с подстилающими сиенитами достигает 1000 м. Среди кератофигов встречаются невыдержанные прослой известняков, доломитов и графитсодержащих сланцев (Geijer, 1930).

Непосредственно на кератофирах лежит главное рудное тело месторождений Кирунавары — Луоссавара, уникальное по своим размерам. Переход к руде иногда постепенный и происходит путем увеличения вверх по разрезу количества магнетита. Чаще же между рудой и подстилающими породами находится горизонт «рудной брекчии». Это верхняя зона кератофигов, рассеянная сетью ветвящихся жил, заполненных магнетитом и роговой обманкой. Крывается рудное тело Кирунавары красными кварцевыми порфирами. Граница их с рудой обычно резкая. На Кирунаваре она отмечена только тонким слоем зеленой слюды. Восточнее месторождения кварцевые порфиры местами метаморфизованы и переходят в

Линический состав магнетит-сиенит-порфиров

Компонент	Месторождение Кирунава (Stutzer, 1937)	Месторожде- ние Кируна- ва (Geijer, 1930)	Месторожде- ние Геллива- ре (Magnus- son, 1938)	Месторожде- ние Луосава- ра (Geijer, 1931.)
SiO ₂	45,32	53,31	47,14	32,83
TiO ₂	1,15	1,80	0,99	0,62
Al ₂ O ₃	13,09	14,19	16,50	9,24
Fe ₂ O ₃	21,74	10,92	12,51	35,77
FeO	7,12	4,29	7,40	14,84
MnO	0,04	0,06	0,02	Нет
MgO	0,18	1,96	2,30	0,47
CaO	2,19	4,38	2,82	0,55
Na ₂ O	7,51	6,27	4,57	4,92
K ₂ O	0,17	2,19	4,10	0,86
P ₂ O ₅	0,32	0,43	0,53	Сл.
S	0,02	0,01	0,0	0,03
CO ₂	1,26	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,24	0,40	0,97	0,35
BaO	—	0,04	0,11	—
С у м м а	100,35	100,25	99,96	100,48

лептиты. В неизмененном состоянии — это щелочные полевошпатово-кварцевые породы. Крупные фенокристаллы состоят из полевых шпатов и, редко, кварца в микроекликитовой, сферолитовой или стекловатой основной массе. Встречаются магнетит, слюда и роговая обманка. В противоположность кератофирам, кварцевые порфиры богаты кремнеземом, количество которого достигает 70% и реже 75—77% (табл. 4).

Химические анализы, пересчитанные на минералогический состав, показывают, что порода содержит 52—55% альбита, 12—17% ортоклаза или микроклина, 4—5% анортита и от 14 до 24% свободного кварца. Сумма остальных минералов составляет первые проценты от веса породы. Судя по такому составу, породу правильнее было бы называть кварцевым альбитофиром или кварцевым кератофиром. Лишь следуя традиции, установившейся в шведской геологической литературе, можно оставить за ней название «кварцевого порфира».

Общая мощность кварцевых порфиров достигает 1000 м. Большинство шведских геологов на основании изучения структур и текстур считает, что первоначально это были лавы, переслоенные туфами и агломератами. Однако Х. Бекстрем (Bäckström, 1904) считал, что это были в основном туфы, изменившие первоначальную структуру под влиянием процессов метаморфизма. П. Гейер также отмечает в составе кварцевых порфиров очень большое количество туфового материала лишь с тонкими прослоями лав.

Близ верхнего контакта кварцевых порфиров с рудой месторождения Ректор наблюдается зона мощностью от 4—5 м до 10 м, в пределах которой их красный цвет меняется на серый, порода становится сланцеватой, увеличивается количество кварца, появляется серицит, в меньших количествах анкерит, иногда также биотит, турмалин и рутил. П. Гейер связывает это изменение породы с позднейшим гидротермальным воздействием (Geijer, 1950).

Химический состав кварцевых порфиров Северной Швеции

Компонент	Покрывающий кварц-порфир Кирунавары (Geijer, 1931 ₁)		Кварц-порфир Луоссавары (Geijer, 1931 ₁)		Вмещающие руды кварц-порфиры		Кварц-порфир, Экстремберг	Кварцевые порфиры месторождений Гелливаре	
					Туола-вара	Свапавара			
SiO ₂	69,08	71,30	70,81	66,46	70,08	75,62	69,69	70,90	77,06
TiO ₂	0,27	0,51	0,25	0,49	0,40	0,10	0,46	0,44	0,13
Al ₂ O ₃	12,75	13,53	14,31	15,08	13,83	11,75	14,18	14,70	12,69
Fe ₂ O ₃	5,84	2,33	2,06	3,09	2,97	1,95	2,69	1,79	0,48
FeO	2,16	1,75	0,84	1,33	1,04	0,83	0,65	0,46	0,07
MnO	0,02	0,07	0,03	0,04	0,02	0,04	0,11	0,01	Сл.
MgO	0,50	0,70	0,67	0,70	1,10	0,17	0,11	0,10	0,02
CaO	0,28	0,67	0,85	1,76	0,83	0,39	0,07	0,30	0,15
Na ₂ O	3,97	5,77	6,22	6,40	5,33	3,63	2,22	3,85	4,01
K ₂ O	4,39	3,02	2,15	2,74	3,84	4,91	9,28	6,93	5,07
Сумма щелочей	8,36	8,79	8,37	9,14	9,17	8,54	11,50	10,8	9,08
BaO	—	—	—	—	—	—	0,03	—	0,02
P ₂ O ₅	0,02	0,03	0,03	0,07	0,02	0,01	0,06	0,02	0,0
S	0,02	—	0,02	0,04	0,04	0,03	—	0,05	—
CO ₂	—	—	0,88	1,22	—	0,22	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,78	0,56	0,55	0,65	0,47	0,20	0,54	0,17	0,36
Сумма	100,08	100,24	99,70	100,07	99,97	99,85	100,09	99,72	100,06

За пределами рудных тел Кирунавары и Луоссавары красный кварцевый порфир по резкой границе ложится на серый безкварцевый кератофир. В нескольких местах в основании кварцевых порфиров были встречены обломки магнетитовых руд и подрудных кератофинов. Подстилающие и кроющие руды Кирунавары вулканические породы протягиваются на 12—13 км (Обручев В. А., 1935).

В кровле кварцевых порфиров находятся пластовые руды месторождений Ректор (рис. 5), Мертайнен и Нокутсвара. В нескольких местах наблюдается переслаивание руд с туфами кварцево-кератофирового состава.

В старых работах по геологии района Кируны все перечисленные выше породы относились к порфиново-лептитовой серии, названной так за порфировую структуру большинства магматических пород и переход их в лептиты в районах сильного метаморфизма и перекристаллизации. Породы, лежащие выше по разрезу, чем рудное тело Ректор, выделялись ранее под названием серии Хауки и делились на два комплекса: нижний — вулканогенный и верхний — осадочный. Породы серии Хауки отделялись от пород порфино-лептитовой серии по более слабому метаморфизму. Однако работы последнего времени показали, что породы нижнего вулканогенного комплекса серии Хауки связаны постепенными переходами с породами порфино-лептитовой серии и близки им по составу. Верхний же осадочный комплекс серии Хауки отделен от нижнего вулканического перерывом, а по П. Гейеру (Geijer, 1912, 1930, 1931₁) даже небольшим тектоническим несогласием. Поэтому П. Гейер (Geijer, 1950)

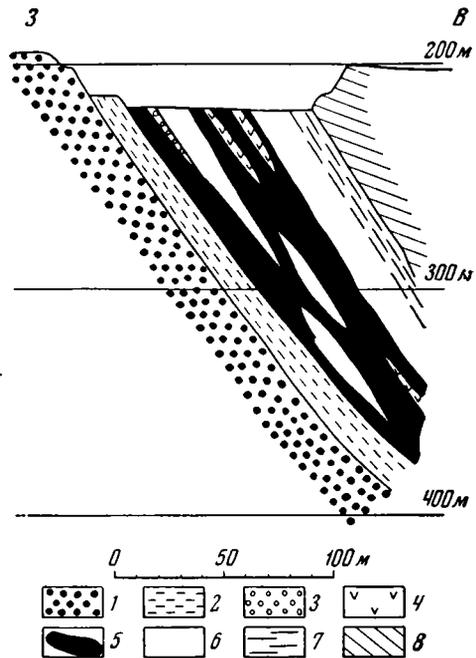
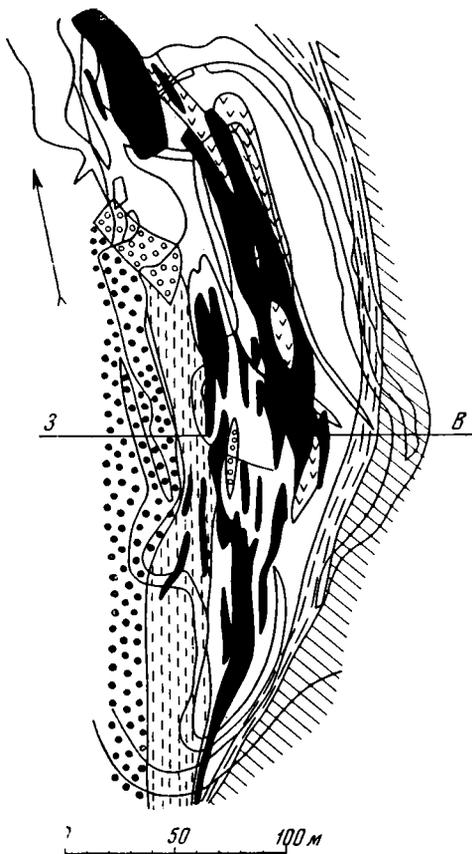


Рис. 5. Стрoение южной части рудного тела месторождения Ректор (по Ольснеру, 1961)

1 — кварц-порфиры, 2 — слоистая, богатая апатитом, руда, 3 — конгломерат, 4 — порфиры «Ректор», 5 — богатая железная руда, 6 — железная руда, богатая фосфором, 7 — гематитовый джеспитиг, 8 — сланцы нижней серии Хауки

предложил выделять его под особым названием «серии Вакко», а нижнюю часть бывшей серии Хауки включать в состав порфиристо-лептитовой серии.

Вулканические породы, лежащие выше рудного горизонта месторождения Ректор, но ниже осадочных пород серии Вакко, некоторыми авторами выделяются под названием порфиров Ректор. По составу это преимущественно калиевые щелочные породы, то содержащие свободный кварц, то безкварцевые, сильно окремненные и местами серицитизированные в результате последующих гидротермальных процессов. Изучение текстур и структур показывает, что первоначально они представляли собой переслаивание лав и туфов сиенитового и кварц-сиенитового состава. Очень подробное описание различных их фаций дано в работе П. Гейера (Geijer, 1950), который приписывает им в основном туфогенный характер.

По данным О. Штутцера (Stutzer, 1907) и П. Гейера (Geijer, 1950), эти вулканические породы содержат пачки и отдельные линзы шиферных сланцев, филлитов и кварцитов. Одна из сланцевых пачек располагается непосредственно в кровле рудного тела Ректор. На широте Кирунавары в филлитах имеются включения хлорита и флюорита. Севернее, близ Луосавары в филлитах многочисленны кристаллы полевых шпатов и магнетита. В кварцитах встречаются гнезда гематита.

Кроме прослоев сланцев и кварцитов, в порфирах Ректор встречаются горизонты кремнистой гематитовой руды с равномерно рассеянными зер-

нами кварца и апатита, а также с округлыми зернами гриналита — железо-магниевого силиката из группы хлоритов. Этот минерал был впервые описан в 1911 г. С. Ван Хейсом и С. Лейтом (Van Hise, Leith, 1911) из осадочных докембрийских железных руд озера Верхнего. Позднее он был экспериментально получен Мидом при реакции между хлоридом железа и щелочными силикатами в солянокислом растворе (Твенхофел, 1936).

Нижний горизонт гематитовой руды прослеживается по простиранию на 5 км и достигает 8 км мощности. Выше встречаются более короткие и тонкие прослои руды.

Все породы района Кируны представляют собою единую рудоносную вулканогенную формацию с явным преобладанием щелочных и преимущественно кислых лав. Общий характер этой формации сохраняет свое постоянство на больших площадях Северной Швеции от восточного побережья озера Торн-Траск на севере до Гелливаре на юге и от Экстремберга на западе до районов Свапавары и Пайала на востоке. Однако последовательность пород разреза в разных районах различна. Так, например, если в районе Кирунавары основные зеленокаменные породы залегают в самой нижней части разреза, то в других местах они переслаиваются с кератофирами и кварцевыми порфирами более высоких частей разреза или с их метаморфическими эквивалентами — лептитамы. Меняется также степень метаморфизма пород формации, что зависит от масштабов более молодой интрузивной деятельности, выразившейся во внедрении так называемых Лина-гранитов. В районе Кируны метаморфизм сравнительно невелик, но в других местах, например в Гелливаре, где много даек и штоков Лина-гранитов, все породы превращены в лептиты и гнейсы, пластовые залежи магнетитовой руды деформированы, разорваны на отдельные линзы, гидротермально изменены и иногда скарнированы (Högbom, 1910—1911; Geijer, 1930).

Вместе с тем химические анализы пород и сохранившиеся местами первичные структуры позволяют установить, что подрудный серый щелочной сиенитовый гнейс Гелливаре является метаморфизованным аналогом кератофиров Кируны, а покрывающий руды Гелливаре красный лептит соответствует надрудному кварцевому порфиру Кируны.

Возраст метаморфизма пород рудоносной формации, по данным А. А. Полканова и Герлинга (1961), определяется в 1680—1870 млн. лет. Сами породы должны быть древнее. О. Ольснер (Oelsner, 1961) сопоставляет их с породами района Скелефте, которые по данным абсолютной геохронологии образовались 2090—2140 млн. лет назад. Следовательно, они соответствуют нижнему структурному ярусу геосинклинального комплекса карелид или даже беломоридам, т. е. верхам нижнего протерозоя по принятому сейчас расчленению докембрия (Обручев С. В., 1964; Салоп, 1964).

В районе Кируны на породах вулканогенной формации с перерывом и слабым несогласием лежит серия Вакко, сложенная главным образом осадочными породами. В основании ее находятся конгломераты, которые содержат гальки гематитовых руд и порфиров. Выше залегает горизонт переслаивания граувакк и филлитов с прослоями известняков и доломитов. Они кроются косослоистыми кварцевыми песчаниками с прослоями конгломератов. В средней части серии встречаются покровы диабазов, агломераты и туфы основного состава.

Породы серии Вакко по литологическому составу и отсутствию сильного метаморфизма часто сопоставляются с более молодыми иотнийскими отложениями восточной части Балтийского щита, возраст которых оценивается в 1500—1700 млн. лет. Однако иотнийские отложения практически не дислоцированы, а породы серии Вакко везде сильно дислоцированы и слагают узкие синклинали или глубокие приразломные

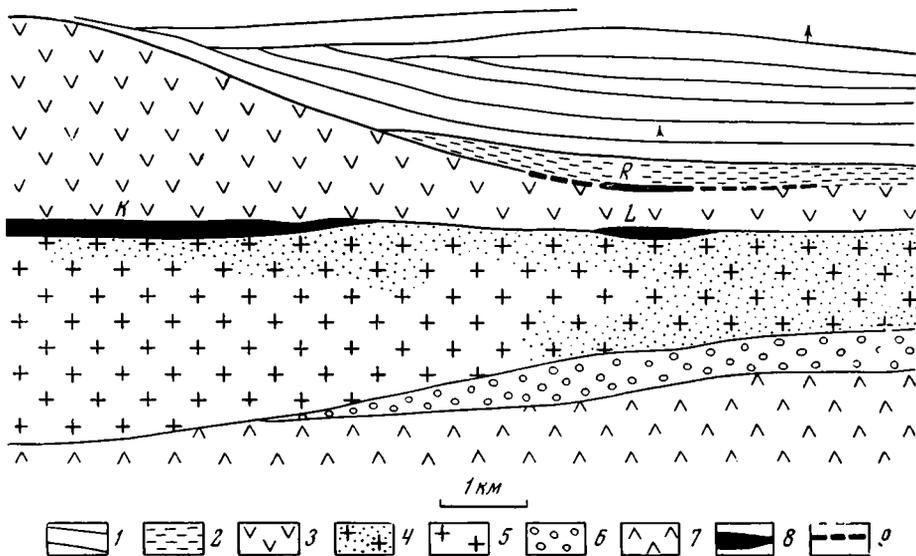


Рис. 6. Разрез пород в районе месторождения Кирунаваара (по Ольснеру, 1961)
 1 — породы серии Вакко, 2 — вулканические породы нижней серии Хауки, 3 — кварц-порфиры
 4 — кератофиры, 5 — сиениты, 6 — конгломерат Куравара, 7 — зеленокаменные породы, 8 — ме-
 месторождения железных руд (К — Кирунаваара, L — Луоссаваара, R — Ректор), 9 — апатитовая ру-
 да, в которую постепенно переходят руды Ректор

моноклинали. Поэтому некоторые авторы сопоставляют их с более древними отложениями ятулия восточной части Балтийского щита, которые входят в верхний структурный ярус карелид (1700—1800 млн. лет). Пространственные соотношения толщ, развитых в районе Кируны, схематически показаны на рис. 6, взятом из работы Ольснера (Oelsner, 1961).

ДИСКУССИЯ О ГЕНЕЗИСЕ РУД

Относительно генезиса докембрийских железных руд Северной Швеции высказывались самые различные мнения и, пожалуй, нет ни одной гипотезы, которую не применяли бы для объяснения их происхождения. Это связано с двумя причинами. Во-первых, в Северной Швеции развиты древние докембрийские породы, почти всегда более или менее метаморфизованные. Многие черты современного облика их возникли при метаморфизме и часто не отражают условий образования. Во-вторых, в Северной Швеции несомненно существуют железные руды разного происхождения. Поэтому нельзя дать общую гипотезу их генезиса и заключение об условиях их образования, основываясь на изучении лишь какого-то одного месторождения.

В данной статье разбирается генезис только пластовых залежей руд, типа развитых в районе Кирунаваары.

Первые геологи, изучавшие эти руды в конце XIX — начале XX в., считали их метаморфизованными осадочными образованиями. Об этом писали О. Гумелиус (Gumelius, 1874—1875), Х. Лундбом (Lundbohm, 1898) и Х. Бекстрем (Bäckström, 1898). Обосновывая свои взгляды, эти геологи указывали на пластовый характер залежей, а также на находки обломков кератофира в подошве руды и обломков руды в подошве вышележащих кварцевых порфиров, что доказывало последовательное образование этих пород.

Эндогенную теорию происхождения руд типа Кируны впервые предложил в 1898 г. А. Хогбом (Högbom). Позднее она была принята Х. Иоханс-

соном (Johansson, 1911), О. Штутцером (Stutzer, 1907) и Ж. Фогтом (Vogt, 1927) и с 1919 г. — П. Гейером (Geijer, 1918, 1930, 1931_{1, 2}, 1935, 1946, 1950, 1957 и 1960), который публикует по этому вопросу многочисленные работы, начиная с 1906 г. до настоящего времени. К эндогенной гипотезе генезиса руд Кируны присоединились многие крупные специалисты в других странах: в Германии — Г. Берг (1937) и Г. Шнейдерхен (1958), в Америке — Р. Дели (Daly, 1915), в Польше — К. И. Богданович (Bohdanowicz, 1952), в СССР — А. Н. Заварицкий (1926, 1937), В. А. Обручев (1935), С. А. Вахрамеев (1961). Признание такими авторитетными учеными магматической теории происхождения руд Кирунавары, а вместе с тем и всех остальных месторождений Северной Швеции сделало ее господствующей. Большинство сторонников этой гипотезы рассматривало рудное тело Кирунавары как пластовую интрузию богатого летучими рудного дифференциата кислой щелочной магмы. Однако Р. Дели (Daly, 1915) полагал, что они выделились при застывании вышележащих порфиров в результате гравитационной дифференциации магмы. Ж. Фогт (Vogt, 1927) считал эти руды гидротермальными, а П. Гейер (Geijer, 1935) — пневматолитовыми.

Некоторые геологи считали руды типа Кируна метасоматическими. Например, Н. Паттон (Patton, 1907) и В. Линдгрэн (Lindgren, 1933) предполагали, что они могли образоваться при замещении линз известняка, существовавших среди эффузивов, а Иоханссон (Johansson, 1911) высказывал предположение, что руды могли возникнуть в результате замещения вулканических пород андезитового или спилитового состава. Метасоматическая гипотеза теперь совершенно оставлена, так как ни в одном месторождении Северной Швеции в руде не удалось обнаружить никаких следов замещавшихся пород. Наблюдающийся метасоматоз вдоль контактов некоторых рудных залежей рассматривается сейчас как результат метаморфизма рудоносных толщ.

Мнение о возможности образования руд типа Кируны вулканогенно-осадочным путем возникло так же давно. Еще в 1903 г. Л. Де Лоне (De Launay) писал, что эти руды образовались после подводного излияния кератофилов за счет выделившихся хлоридов железа, которые в контакте с морской водой давали гематит, местами вместе с сульфидами железа. Магнетит он считал метаморфическим минералом, а включения апатита вторичными эксгалационными образованиями, возникшими до излияния перекрывающего руду кварцевого порфира.

Близкие взгляды изложил Х. Бекстрем (Bäckström, 1904_{1, 2}), который, однако, считал, что магнетит и апатит образовались одновременно при осаждении морской водой газообразных фторидов и хлоридов железа и фосфора. С. Лейт и Е. Хардер (Leith, Harder, 1908) также считали источником железа руд Кируны хлориды, сульфиды и карбонаты железа, поступавшие в виде газов и растворов на морское дно при поствулканических процессах. Так же думал Г. Кран (Crane, 1913), сравнивая железные руды типа Кируны с рудами штата Миссури.

П. Гейер также в своих ранних работах считал, что правильное отнести руды типа Кируна к вулканогенно-осадочным и признавал доводы Х. Бекстрема убедительными. Позднее он принял эндогенную гипотезу генезиса этих руд, но в 1935 г. вновь высказывал сомнения в правильности своих взглядов и пришел к выводу, что такой точке зрения противоречат некоторые факты. Позднее вулканогенно-осадочная гипотеза была забыта. Однако в последние годы наблюдается ее возрождение и мнение о таком именно генезисе руд типа Кируна снова стало появляться на страницах сводных работ и специальных исследований.

Особенно же развернулась дискуссия о генезисе руд этого типа после опубликования в 1958 г. статьи норвежского геолога Х. Офтедаля (Ofte-dahl, 1958, 1959), который призывает к пересмотру взглядов об условиях

образования многих рудных месторождений, считавшихся магматогенными. Он доказывает широкое распространение руд эксгальационно-осадочного происхождения.

С критикой взглядов Х. Офтедаля в 1958 г. выступали В. Мармо (Marmo, 1958), К. Каутский (Kautsky, 1958) и С. Ландергрэн (Landergrén, 1958), а в 1959 г. Г. Келлеруд, Ф. Воукс и Г. Баренс (Kellerud a. oth., 1959). Однако, критику эксгальационно-осадочный генезис многих месторождений, рассмотренных Х. Офтедалем, ни один из этих авторов не привел веских возражений против предположения о таком генезисе руд типа Кируна.

Наоборот, О. Ольснер (Oelsner, 1961) выступил с поддержкой взглядов Х. Офтедаля, доказывая, что все пластовые железные руды Швеции, лежащие в лептитах, имеют подводно-морское гидротермально-осадочное происхождение. Лептиты он сопоставляет по составу и генезису с девонскими шальштейнами и вейльбургитами ГДР и ФРГ, подчеркивая парагенетическую связь тех и других с карбонатными породами. Руды типа Кируна Ольснер считает высокотемпературными аналогами руд типа Лан-Дилль, а руды месторождений Ректор и Хауки сопоставляет со слюистыми кварцево-гематитовыми рудами других докембрийских месторождений. В частности, он пишет, что руды Ректор очень близки джеспилитам района Верхнего Озера.

Опровергая инъекционную гипотезу генезиса руд типа Кируна, О. Ольснер утверждает, что на контактах их никогда не наблюдаются явления растворения или расплавления.

В 1964 г. появилась в печати работа К. Фандриха (Fandrich, 1964), в которой ее автор также поддерживает мнение о вулканогенно-осадочном генезисе как железистых кварцитов докембрия, так и руд Северной Швеции. Особенности докембрийского рудообразования он объясняет существованием в то время обширных геосинклиналей и большой абсолютной длительностью вулканических и поствулканических процессов. Эти представления были уже высказаны в 1954 г. Н. С. Шатским в связи с описанием вулканогенно-кремнистых формаций. С особенностями докембрийского времени К. Фандрих связывает большую мощность вулканических пород (3000—8000 м) и руд (более 100 м), а также протяженность последних. Следуя идеям Н. С. Шатского, К. Фандрих выделяет в породах докембрия отдаленно-кремнистую рудоносную формацию и подчеркивает, что именно обширность докембрийских геосинклиналей позволяет установить отдельные фации и расстояние от очагов вулканизма до места рудоотложения, что практически невозможно в девонских формациях с рудами типа Лан-Дилль. Он допускает, что руды типа Кируна приобрели свой современный облик в результате процессов метаморфизма, при которых происходило замещение магнетитом кварца и других минералов.

Примерно такой же характер, как дискуссия о генезисе руд типа Кируна, носили многолетние споры о происхождении руд месторождения Гренгесберг в Центральной Швеции (см. стр. 11). Руды этого месторождения, содержащие фторapatит, причислялись к типу Кируна. До начала тридцатых годов господствовала эндогенная теория их генезиса, разработанная Х. Йоханссоном (Johansson, 1911). Однако специально поставленные работы сосредоточили внимание исследователей на соотношении руд с сопровождающими породами. Было установлено, что лептиты и геллефлинты, вмещающие руду, являются лавами и туфами, часто с хорошо сохранившимися структурами (Sundius, 1923, 1951; Geijer, 1927, 1938; Geijer, Magnusson, 1944; Looström, 1929; Magnusson, 1925, 1938).

Опровергая эндогенную теорию образования руд Х. Йоханссона, Н. Магнуссон (Magnusson, 1938) предложил вулканогенно-осадочную гипотезу их генезиса. Он полагал, что рудообразование началось с пропи-

тывания гематитом уже отложившихся, но не литифицированных туфов калиевого состава, который образовался при выходе газовых эманаций и растворов вулканического происхождения. Он считал, что лептиты в основании рудного тела Гренгесберг являются туфами, импрегнированными гематитом, и характеризуются низким содержанием фосфора. Позднее в результате того же процесса осаждения морской водой железа из эманаций и растворов образовались чистые магнетиты. Увеличение количества кремнезема явно наблюдается к краям рудного тела. На западе Гренгесберга лептиты переходят в кварцевополосчатые, сначала бедные, а потом более богатые руды. Иногда кварцевые слои быстро выклиниваются. Среди лептитов Магнуссон выделил три характерных типа: калиевые, натровые и калий-кальциевые. Он доказывает, что образование скарновых руд (самый поздний процесс) происходит только в том случае, если вмещающие породы представлены последним типом, в них встречаются небольшие линзы известняка и увеличивается содержание кварца. Рудные и скарновые брекчии, развитые на многих месторождениях, — это эпигенетические образования, возникшие после рудообразования, чаще всего они продолжают руду по простиранию.

Обзор взглядов на генезис руд типа Кируна показывает, что в последнее время все исследователи признают глубинное происхождение заключенного в них железа. Почти все считают, что железо произошло из одного и того же очага, что и вмещающие порфиры. Однако до сих пор существуют разногласия по вопросу о способе его выноса и отложения.

ДОКАЗАТЕЛЬСТВА ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО ГЕНЕЗИСА РУД ТИПА КИРУНА

Для правильного суждения об условиях образования этих руд очень важно точно установить происхождение рудовмещающих пород. О тесной генетической связи руд с вмещающими порфирами шведские геологи писали еще в прошлом веке (Bäckström, 1898; Lundbohm, 1898). Напомню, что в кровле главного рудного тела Кирунавары они представлены кварцевыми порфирами, а в подошве — кератофирами (сиенит-порфиры). Эти породы могут быть эффузивными или гипабиссальными, интрузивными. В последнем случае руды могут быть только эндогенными, в первом же случае их генезис может быть разный.

Первые исследователи руд типа Кируна, считавшие рудовмещающие породы интрузивными, приводили в пользу этого три аргумента:

1. Постепенный переход подрудных кератофинов вниз по разрезу в полнокристаллические породы — сиениты, в интрузивном происхождении которых они не сомневались.

2. Огромные мощности рудовмещающих магматических пород, которые они считали мало вероятными для эффузивных образований.

3. Отсутствие в этих породах ясно выраженной слоистости.

Однако более поздние детальные работы показали, что заключение об интрузивном характере рудовмещающих пород Северной Швеции было ошибочным. Почти все исследователи последнего времени характеризуют их как метаморфизованные туфы и лавы. В подтверждение такой точки зрения указывают прежде всего на миндалекаменные текстуры, которые очень отчетливо выражены во многих местах в подрудных и надрудных породах Кирунавары и других месторождений. Такие текстуры образуются при быстром застывании излившейся породы на поверхности суши или под водою и за редкими исключениями не свойственны интрузивным породам.

Минералы, выполняющие миндалины, указывают на образование их в условиях низких давлений, что также свидетельствует об эффузивном происхождении рудовмещающих пород.

Наконец в них были обнаружены прослои метаморфизованного туфого материала, который мог сопутствовать только эффузивам. Присутствие его внутри интрузивных пород необъяснимо.

Постепенный переход кератофигов в сиениты не может рассматриваться как доказательство интрузивного происхождения первых. Такие совершенно постепенные переходы между достоверно эффузивными и интрузивными породами описаны теперь для многих складчатых областей. Специально изучавший подобные случаи Е. К. Устиев приходит к выводу, «что в верхней структурной зоне земной коры не существует резкой границы ни между вулканическими и плутоническими явлениями, ни между соответствующими ассоциациями» (Устиев, 1963, стр. 25). Магматические формации смешанного происхождения он выделяет под особым названием вулканоплутонических и пишет, что в петрографическом отношении они обычно принадлежат к производным щелочных магм кислого или основного состава, что и наблюдается в Северной Швеции.

В то же время не ясно, действительно ли «сиениты» разреза Кируны представляют собой интрузивную породу? Пластовая форма залегания и отсутствие активного контакта с подстилающими их конгломератами Куравара позволяют некоторым шведским геологам думать, что первоначально это были лавы и туфы, раскристаллизованные при метаморфизме.

Неубедителен и довод о слишком большой для эффузивов мощности магматических пород разреза Кируны. Эффузивные толщи мощностью в несколько километров известны из геосинклинальных отложений разного возраста и разных стран. Например, мощность силуро-девонских основных пород Ирландской свиты Южного Урала достигает местами 3—4 км (Хворова, Ильинская, 1963), вулканических пород жумаковской свиты в Центральном Казахстане (верхи нижнего силура) — более 4 км (Лялин и др., 1964). Между тем мощность всей порфиново-лептитовой серии района Кируны до подошвы серии Вакко не превышает 3—4 км.

Мнение об отсутствии слоистости в породах, вмещающих руды Северной Швеции, также оказалось неточным. Детальные съемочные работы и петрографические исследования последних десятилетий показали, что в районах развития слабометаморфизованных надрудных и подрудных пород они обладают первично-горизонтальной слоистостью. Иногда это особенно подчеркивается прослоями агломератов и туфов или линзами осадочных пород, о которых упоминалось выше. П. Гейер писал, что среди пород слабометаморфизованных, вмещающих руду, очень мало неслоистых (Geijer, 1910, 1925, 1931₁).

Таким образом, в настоящее время становится ясным, что залежи магнетитовых руд типа Кируна залегают среди эффузивов. Особенно очевидно это для рудных горизонтов Туолавара, Ректор, Нокутсвара и для гематитовых руд вулканогенного комплекса Хауки.

Если рудовмещающие породы района Кируны представляют собою эффузивные образования, то сами руды могут иметь как эндогенное, так и вулканогенно-осадочное происхождение. В пользу эндогенного происхождения руд во многих работах приводятся следующие доводы:

1. Чистота руд и отсутствие в них терригенных примесей, а в некоторых случаях почти мономинеральный магнетитовый состав. Считалось, что такая руда могла образоваться только при застывании остаточного магматического расплава.

Однако гематит-магнетитовые руды типа Лан-Дилль в девонских отложениях ГДР и ФРГ, несомненно имеющие вулканогенно-осадочное происхождение, также отличаются чистотой и высоким качеством. Очевидно, при осаждении железа из эксгалаций и гидротермальных растворов, поступающих на морское дно вблизи вулканического очага, образование рудного слоя происходит очень быстро, и он не успевает засоряться терригенным или пепловым материалом. Кроме того, руды типа Кируна не

на всех месторождениях одинаково чисты. Руды Ректор и Хауки, например, содержат довольно большую примесь нерудных минералов (кварц, карбонаты).

2. Большая мощность рудных тел, достигающая в Кирунаваре в среднем 70 м, а максимально 122 м, действительно очень велика даже по сравнению с другими эндогенными месторождениями. Однако в Северной Швеции много однотипных с Кирунаварой рудных залежей, которые не превышают по мощности залежи руд типа Лан-Дилль. Кроме того, образование больших объемов чистой рудной магмы с геохимической точки зрения мало вероятно. Очевидно, мощность руд не может служить аргументом в пользу их магматического происхождения.

3. Присутствие рассеянных зерен магнетита и магнетитовых шпиров в подстилающих руду кератофирах. В действительности это доказывает лишь повышенное содержание железа в магме, избыточное по сравнению со связанным в железистых силикатах. Условия образования рассеянного в кератофирах магнетита и магнетита рудных залежей могли быть совершенно различны.

4. Существование «рудной брекчии» на контактах руд с вмещающими породами. Образование ее трактовалось П. Гейером и некоторыми другими геологами как результат высокотемпературного метасоматоза вмещающих пород постмагматическими растворами.

Поскольку этот признак магматического происхождения руд особенно подчеркивается, необходимо остановиться на нем подробнее.

«Рудная брекчия» обычно развита в подошве рудного тела (и очень редко наблюдается в кровле). Мощность ее различна, местами достигает 20—30 м. Чаще же мощность рудной брекчии составляет от 4 до 10 м.

В подошве рудной залежи Кирунавара наблюдается такое строение рудной брекчии. В магнетите появляется большое количество зеленой роговой обманки. Амфиболы в некоторых участках зоны преобладают над магнетитом. Ниже в амфиболовой руде появляются угловатые обломки кератофира диаметром менее дюйма и отдельные фенокристаллы альбита или пертита. Количество их все увеличивается книзу, и наконец магнетит с амфиболом остается лишь в трещинах подстилающего кератофира в виде прожилок, которые становятся все более тонкими и постепенно исчезают.

Важно отметить, что ни в Кирунаваре, ни в других месторождениях этого типа высокотемпературный скарновый комплекс минералов в рудной брекчии не встречен. Сильно развитая амфиболитизация указывает на температуру не выше 350—500°.

В кровле рудной залежи Кирунавары на большей части ее протяжения «рудная брекчия» отсутствует, и кварцевые порфиры кроют магнетит по резкой границе. Лишь в одном месте П. Гейер (Geijer, 1918) наблюдал в кровле руды переходную зону небольшой мощности (2—3 м).

Развитие амфиболитизации большею частью по нижнему контакту рудной залежи говорит не о скарновом воздействии рудной магмы, а о проникновении растворов из подстилающих, еще, может быть, не остывших вулканических пород. Кроме того, сильно развитая переходная зона встречается в таких месторождениях, где руды по простиранию переходят в осадочные породы. Например, в подошве руд месторождения Туолавара наблюдается сильная амфиболитизация, но руды слоисты, содержат прослой красных яшм и по простиранию замещаются известняком.

Надо отметить, что рудные контакты и переходные зоны от руды к вмещающим породам в месторождениях Северной Швеции очень различны. Кроме описанной выше амфиболитизации, на месторождении Ректор в одних местах наблюдается сильное окремнение и серицитизация этой зоны, в других контакт представляет тонкое переслаивание апатита и гематита, а в третьих руда на контакте переходит в чистый апатит.

Таким образом, неоспоримых доказательств эндогенного генезиса руд типа Кируны не существует. В то же время многие факты будут понятны и хорошо объяснимы только в том случае, если допустить образование руд в результате вулканогенно-осадочного процесса. Это следующие факты:

1. Пластовая форма рудных тел, вытянутых иногда на несколько километров и часто залегающих на контакте двух вулканических толщ различного состава, т. е. образовавшихся во время какого-то перерыва в вулканической деятельности.

2. Различие верхнего и нижнего контактов рудных залежей и различие характера этих контактов в разных месторождениях.

3. Наблюдающаяся местами первоначально горизонтальная слоистость руд, особенно отчетливо выраженная чередованием более темных чисто магнетитовых и песчолитов более светлых, обогащенных апатитом, полос в рудах месторождений Ректор и Экстремберг. Даже в сильно метаморфизованном месторождении Гелливаре сохраняется эта горизонтальная слоистость, которая, по мнению П. Гейера (Geijer, 1912, 1918 и 1930), имеет несомненно первичный характер.

4. Присутствие в рудах месторождений Кирунаваара и Ректор линз туфового материала, в рудах Луоссавары — туфовых агломератов, в рудах Ректор, Туолаваара и Скокумьокки — прослоев красных яшм и серых кремнистых пород, а в рудах месторождений Ареавара и Каунисваара — прослоев известняков, доломитов, графитовых сланцев и линз зеленокаменных пород.

5. Переход по простираанию руд месторождений Туолаваара и Теракоски в известняки.

6. Присутствие в рудах месторождений Кирунаваара, Экстремберг и других округлых минералов, заполненных кальцитом или смесью магнетита, апатита и титанита, что исключает представление об их эндогенном образовании.

7. Присутствие в менее метаморфизованных рудах месторождений Ректор и Экстремберг прослоев карбонатов железа (сидерит, анкерит), а в гематитовых рудах Хауки такого типично гипергенного минерала, как зеленый железо-магниево-силикат — гриналит.

8. Присутствие рудной гальки в конгломератах Куравары, что указывает на одновременное формирование руд и вмещающих пород, а не на возникновение руд при последующем интрузивном магматизме.

Ошибочность вывода об эндогенном генезисе руд типа Кируна подтверждают также результаты геохимических исследований этих руд и рудовмещающих пород, опубликованные С. Ландергреном (Landergren, 1948). Он пишет, что если представить себе образование руд типа Кируна как результат разделения первичной магмы на две фракции — рудную и нерудную, то вполне естественно задаться вопросом, где же источник того количества кислорода, которое было необходимо для образования огромных количеств магнетита?

Можно представить себе, что большая часть имевшегося в магме кислорода вступила в соединение с элементами рудной фракции, но тогда в нерудной фракции, т. е. в кератофирах, степень окисления была бы пониженной. Однако анализы показывают, что никакого обеднения кислородом в подстилающих руду кератофирах не наблюдается. Ландергрэн приходит к выводу, что магнетиты Кируны не могли образоваться в результате магматической дифференциации. О том же говорят отношения Mg/Ca ; Li/Mg и Rb/K , которые в рудах типа Кируны и в других пластовых месторождениях Северной Швеции сходны между собой. Они сходны с этими отношениями в девонских вулканогенно-осадочных рудах типа Лан-Дилль, но резко отличны от таких же отношений в магнетитовых жилах и скарнах магматического происхождения.

Сходство руд типа Кируна и вулканогенно-осадочных руд типа Лан-Дилль можно видеть и в содержании малых элементов. В этом отношении интересно сравнить данные Магнуссона по месторождению Кируна-вара (Magnusson, 1953), данные Ольснера по руднику Мальбергет месторождения Гелливаре (Oelsner, 1961) и данные недавно опубликованной работы Даве по руднику Браунзумпф в Гарце (Dave, 1963), сведенные в табл. 5.

Таблица 5

Содержание малых и редких элементов в рудах типа Кируна и типа Лан-Дилль, %

Месторождение	Al	Ti	V	Cr	Mn	Ni	Cu	Zn	Mo	Sn	Pb
Кирунавара. Магнетит (Magnusson, 1953)	10^{-3}	$<10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-2}$	$1,5 \cdot 10^{-2}$	10^{-2}	?	$<10^{-3}$	10^{-3}	10^{-3}	$<10^{-3}$?
Мальмбергет и Кируна-варе. Гематит (Oelsner, 1961)	$2 \cdot 10^{-2}$	—	$2 \cdot 10^{-2}$	—	$<10^{-3}$?	$<10^{-3}$	$<10^{-3}$	$<10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	—
Браунзумпф. Магнетит (Dave, 1963)	10^{-2} до 1	10^{-2} до 10^{-1}	10^{-2} до 10^{-1}	?	10^{-1}	10^{-2}	10^{-2} до 10^{-2}	10^{-2} до 10^{-2}	?	10^{-2} до 10^{-2}	10^{-2} до 10^{-2}

Порядок цифр таблицы довольно сходен. Колебания их для Браунзумпфа больше, так как в работе Даве приведено очень много анализов разных типов руд. Можно отметить, что в рудах типа Лан-Дилль титана и ванадия больше, но в целом все цифры говорят о том, что руды типа Кируна и типа Лан-Дилль принадлежат к одному геохимическому классу.

Перечисленные данные позволяют говорить, что пластовые руды Северной Швеции, включая магнетитовые руды Кирунавары, имеют вулканогенно-осадочное происхождение. Это, однако, не исключает того, что в сильно метаморфизованных месторождениях Гелливаре и Гренгесберг некоторые рудные тела представляют собой вторичные рудные жилы или скарны вокруг более молодых кислых интрузий.

ФОРМАЦИОННЫЙ ХАРАКТЕР РУДОНОСНЫХ ТОЛЩ СЕВЕРНОЙ ШВЕЦИИ

Применение формационного анализа при изучении железных руд спорного генезиса позволяет не только проверить выводы об их происхождении и установить источник железа, но также выяснить причины различия их типов и закономерности их размещения.

Выделение в докембрии железорудных формаций, связанных с вулканогенно-осадочным процессом, было начато Н. С. Шатским (1954) и продолжено работами Н. П. Семененко, М. С. Маркова, М. С. Точилина, П. М. Горяинова и других геологов.

Однако формационный характер рудоносных толщ Северной Швеции еще не был описан, несмотря на то, что в работах, посвященных рудам этого района, отмечается постоянная связь их с определенной ассоциацией пород «супракрустального характера», как пишут шведские геологи. Это — порфиры, лептиты и зеленокаменные породы с прослоями известняков, графитовых, слюдястых или так называемых лептитовых сланцев, которые вмещают руду или переслаивают ее (Geijer, 1931, 1950). Все большие и малые месторождения руд типа Кируна не только в провинции Норботтен Северной Швеции, но и в других районах (Норвегия, Финляндия) приурочены к полям развития таких пород и не встречаются за пределами их распространения.

В провинции Норботтен большие площади сложены более древними, чем рудоносная толща, гнейсами, более молодыми гранитами, интрузивными сиенитами и габброидными породами, осадочными образованиями

серии Вакко, однако среди этих пород руды типа Кируна не встречаются. Их постоянная связь с вулканогенной формацией определенного состава является дополнительным аргументом в пользу вулканогенно-осадочного генезиса этих руд.

По составу вулканические породы рудоносной формации изменяются от диабазов до кварцевых порфиров и кварцевых кератофиров. Гейер (Geijer, 1931_{1, 2}) описывает среди них диабазы, спилиты, порфириты, альбитовые порфириты, альбитофиры (почти нацело состоящие из альбита), сиенит-порфиры и кварцсодержащие порфиры. Термин кератофиры Гейер начал употреблять только со времени выхода его работы в 1957 г., другие же геологи, например Бекстрем (Bäckström, 1898, 1904), Ольснер (Oelsner, 1961), применяли его при описании вулканических пород Северной Швеции, поскольку кварцсодержащие породы порфировой структуры состоят преимущественно из пертита или даже альбита.

Вулканогенные породы формации обладают высокой щелочностью. Обычное содержание в них суммы щелочей составляет 10—12%. Лишь в основных породах оно снижается до 7—8%. Отношение натрия и калия изменчиво как по простиранию, так и в вертикальном разрезе формации. В основных и средних породах почти всегда преобладает натрий. Среди кислых пород чаще встречаются калиевые разновидности. Однако отмечено, что соотношение щелочей меняется не только в связи с разной основностью пород, но также в зависимости от района развития формации. Так, в районе месторождения Кирунаvara и к востоку от него даже среди кислых пород развиты преимущественно натровые разновидности, а к югу и западу от него, в районах месторождений Гелливаре и Экстремберг, вулканические породы богаче калием не только в кислых, но и в средних разновидностях.

Возможно, что отмеченные (географические) различия в количественных соотношениях калия и натрия объясняются различной интенсивностью процессов альбитизации, которым подвергались вулканические толщи после своего образования. Относительно процессов альбитизации существуют разные точки зрения. Поскольку в Северной Швеции содержание калия и натрия меняется в зависимости от основности эффузивов, можно думать, что альбитизация была вызвана действием остаточных натровых растворов магматического происхождения, т. е. была процессом аутометасоматическим.

В целом в формации преобладают средние и кислые породы порфировой структуры. Породы с большим количеством ортоклаза, микроклина или пертита имеют красный или серо-красный цвет. Породы с преобладанием альбита обычно серые. Основные породы всегда зеленокаменно изменены, т. е. содержат хлорит и уралитизированную роговую обманку. Иногда, как в разрезе Кирунаvara, они образуют обособленную свиту в низах формации, но в других случаях залегают на разных стратиграфических уровнях, переслаиваясь с более кислыми породами, которым они всегда подчинены в количественном отношении.

Первоначально породы формации представляли собою главным образом потоки или покровы лав и туфы. Прослой туфового материала, как уже было отмечено, встречаются во вмещающих породах и в самой руде месторождений Кирунаvara и Ректор.

Во многих районах вулканические породы формации более или менее сильно метаморфизованы и описываются тогда под названием геллефлинов, лептитов или даже гнейсов главным образом в зависимости от размера зерен.

Лептиты являются преобладающей и наиболее характерной породой формации, по которой она и получила свое название. В типичных разновидностях — это светлые мелкозернистые породы, состоящие из различных полевых шпатов, кварца, слюды и темноцветных минералов. Пропорции

Химический состав лептитов Северной Швеции в районе месторождений Гелливаре—Волькоммен (Geijer, 1927, 1930, 1931₁)

Компонент	Красные калиевые лептиты					Серые натровые лептиты			Лептиты с повышенным содержанием СаО		Лептитовый гусь:
	Тип «Криггс»	Амигдалоидные		Покрывающие руду		Вмещающие руду (по Гейеру измененные зеленокаменные породы)		Покрывающий руду гнейсовидный	Серый однородный	Серый порфировый	
SiO ₂	70,90	68,11	77,06	62,93	52,52	47,14	49,27	69,36	52,04	48,11	63,32
TiO ₂	0,44	0,50	0,13	0,85	1,71	0,99	1,30	0,45	1,67	1,11	1,72
Al ₂ O ₃	14,70	15,12	12,69	16,40	15,33	16,50	16,24	15,00	16,28	17,64	17,30
Fe ₂ O ₃	1,79	1,16	0,48	4,47	8,37	12,51	11,38	2,84	6,18	4,36	2,03
FeO	0,46	1,03	0,07	1,56	5,36	7,40	2,76	0,55	5,69	6,76	1,82
MnO	0,01	0,01	Сл.	0,01	0,04	0,02	0,07	0,01	0,03	0,13	0,05
MgO	0,10	1,18	0,02	0,31	2,25	2,30	4,94	0,49	4,14	6,36	0,94
CaO	0,30	0,80	0,15	0,65	1,66	2,82	3,31	0,41	5,33	8,03	2,42
Na ₂ O	3,85	3,50	4,01	3,60	3,48	4,57	6,16	5,31	6,41	3,60	8,73
K ₂ O	6,93	7,96	5,07	8,51	8,55	4,10	2,96	5,23	1,19	1,62	1,33
Сумма щелочей	10,80	11,46	9,08	12,11	12,03	8,67	9,12	10,54	7,60	5,22	10,11
BaO	—	0,02	0,02	—	—	0,11	—	—	—	—	Сл.
P ₂ O ₅	0,02	Нер	Нер опр.	0,23	0,53	0,53	1,39	0,03	0,40	0,03	0,03
H ₂ O	0,17	0,67	0,36	0,37	0,28	0,97	0,24	0,25	0,39	2,93	—
S	0,05	0,02	0,05	0,02	0,02	0,01	0,00	0,06	0,08	0,03	0,24
Сумма	99,72	100,08	100,11	99,9	100,10	99,97	100,02	100,04	99,83	100,74	99,98

минералов и состав полевых шпатов в лептитах изменчивы. Количество кварца в них может падать до нуля. Магнуссон (Magnusson, 1938) выделяет среди лептитов красные калиевые и серые натровые, а также калий-кальциевые. Кроме того, имеются переходные между ними разновидности (табл. 6). Все они залегают правильными слоями, но беспорядочно сменяют друг друга в пространстве. Возможно, что это объясняется процессами вторичной альбитизации.

Термин лептиты (от греческого слова leptos — тонкий, мелкий) был впервые предложен К. Хуммелем (Hummel, 1875). Хуммель, а позднее Седерхольм (Sederholm, 1899), Баклунд (Backlund, 1941, 1952) и некоторые другие скандинавские ученые предполагали, что лептиты образовались в результате регионального метаморфизма пород осадочного происхождения — песчаников и алевролитов. Эта точка зрения отражена даже в геологическом (Геологический словарь, т. I, 1955) и петрографическом (Петрографический словарь..., 1963) словарях. Между тем она ошибочна, так как еще в 1923 г. Н. Сундиус убедительно доказал вулканическую природу лептитов. На XVIII сессии Международного геологического конгресса в Лондоне в 1948 г. его взгляды были развиты П. Гейером и Н. Магнуссоном (1955; Geijer and Magnusson, 1952). Затем они были поддержаны Н. С. Шатским (1954), а в настоящее время вул-

каногенная природа лептитов признается всеми скандинавскими и советскими геологами, изучающими сходные породы в восточной части Балтийского щита.

Вулканогенная природа лептитов доказывается тремя группами фактов. Во-первых, в них во многих местах сохраняются фенокристаллы и другие реликты первичной порфировой структуры лав. Особенно часто это наблюдается в калиево-кальциевых лептитах. Во-вторых, лептиты по химическому составу тождественны неметаморфизованным лавам и туфам, которые описывались выше для разреза района Кируны и широко развиты в других местах провинции Норботтен. Это видно из сравнения анализов табл. 6 с анализами, приведенными в табл. 2 и 4. В-третьих, картировочные работы показали, что лептиты и неметаморфизованные или слабометаморфизованные кислые и средние вулканические породы связаны постепенными переходами по простираанию. Именно поэтому в некоторых разрезах породы описываются одними авторами как порфиры или кератофиры, а другими — как лептиты. Вулканические породы разреза района Кирунавары, например, приведены в этой статье под теми названиями, которые дает им большинство шведских геологов. Однако Ольснер (Oelsner, 1961) считает, что все рудные залежи этого района залегают внутри лептитов и как лептиты показаны рудовмещающие породы Кируны на приложенной к его работе шведской геологической карте (рис. 7).

Таким образом, сейчас можно уверенно говорить, что лептиты — это метаморфически измененные и рассланцованные, богатые щелочами, туфы и лавы кислого или среднего состава. Некоторые авторы считают, что среди лептитов есть и небольшие прослои метаморфизованных основных пород.

Таковыми же метаморфизованными, преимущественно кислыми вулканическими породами являются геллефлинты. Это тонкозернистые кремнистые породы со скорлуповатым раковистым изломом, изредка с сохранившимися фенокристаллами. Химический состав геллефлинтов близок составу лептитов.

Осадочные породы в районах развития лептитовой формации развиты явно в подчиненном количестве, но в некоторых разрезах прослои их все же многочисленны. В приведенном выше разрезе Кирунавары упоминалась толща конгломератов Куравара, в которых, кроме грубообломочных пород, встречаются линзы туфов и граувакк. Последние развиты и в других разрезах формации, обычно в переслаивании с основными породами. Среди более кислых вулканических пород и лептитов встречаются линзы полимиктовых и аркозовых песчаников, графитовых и слюдястых сланцев, известняков и доломитов. Наиболее часто встречаются они в восточных районах развития формации. Известняки, графитовые сланцы и реже кварциты отмечены близ Каймаярви, Каунисвара, Виттанги. Среди рудных залежей иногда развиты кремнистые сланцы и яшмы (Туолавара, Скокумьокки). Обломочный материал формации всегда имеет местное происхождение и связан с размывом внутригеосинклинальных поднятий или отдельных вулканических островов.

Пластовые залежи магнетитовых и гематитовых руд широко развиты в пределах формации, и выходы их встречаются почти на каждой сколько-нибудь значительной площади ее распространения. Не всегда это — крупные месторождения, мелкие рудные тела того же типа и состава насчитываются в Северной Швеции десятками.

Распространение руд внутри формации подчинено некоторым закономерностям. Прежде всего они развиты только среди средних и кислых вулканических пород и не встречаются среди основных. Наиболее крупные залежи приурочены к контактам эффузивов несколько различного состава, т. е. к более или менее ясно выраженным перерывам в

вулканической деятельности. Рудные тела Кирунавары и Луоссавары лежат между серыми, почти лишенными кварца кератофирами внизу и красными кварцевыми порфирами вверху, а месторождения Ректор и Нокутсвара — между кварцевыми порфирами и преимущественно туфовыми породами серии Хауки. Рудные залежи Гелливаре и Экстремберг также находятся между различными по цвету и составу метаморфизованными вулканическими породами. В то же время наблюдается определенная связь между составом руд и подстилающих их вулканогенных пород. Руды, лежащие на кислых, богатых кварцем породах, всегда кремнисты, богаты кремнеземом в виде халцедона или рассеянного кварца. Залежи наиболее мощных, богатых и чистых руд приурочены к кровле средних щелочных вулканических пород. Мелкие рудные линзы встречаются и внутри толщи кислых эффузивов.

Видимая мощность формации в наиболее полных ее разрезах превышает 4 км. Она подстилается мощной толщей древних гнейсов, первичный состав которых недостаточно изучен. Покрывается формация со следами размыва преимущественно терригенными породами серии Вакко или Пайала-Каликс. Возможно, что эти серии, сохранившиеся в ядрах некоторых синклинориев, являются стратиграфическими аналогами. В серии Вакко еще встречаются редкие покровы диабазов, а в серии Пайала-Каликс проявления вулканизма отсутствуют.

О горизонтальном распространении формации и латеральных ее переходах в другие формации говорить трудно, так как она сохранилась на сравнительно небольших участках, разделенных площадями развития более древних гнейсов и более молодых интрузивных пород: гранитов, сиенитов и габбро. Можно только сказать, что породы этой формации распространены, хотя и с перерывами, на довольно большой территории, которая уходит на восток от Северной Швеции в Северную Финляндию и на запад в пограничные районы Норвегии.

Гейер (Geijer, 1931) считает, что порфиры северо-западной части района Скелефте совершенно аналогичны породам, развитым в районе Кируна — Гелливаре — Пайала. Однако железные руды типа Кируна в этом районе не встречаются. Здесь развиты сульфидные и марганцовые руды. Об аналогах этой формации в Центральной Швеции будет сказано ниже.

Говорить о палеогеографических и палеотектонических условиях образования рудоносной порфирово-лептитовой формации Северной Швеции очень трудно из-за сложной тектоники, последующего метаморфизма большинства ее пород и не вполне определенных возрастных соотношений с другими формациями докембрия Швеции. Ясно только, что она образовалась в обширном морском геосинклинальном бассейне в условиях интенсивного подводного щелочного вулканизма и, по-видимому, в удалении от областей суши. О последнем говорит исключительно местный характер обломочного материала. Время возникновения формации соответствовало начальным этапам развития карельских геосинклинальных прогибов, заложившихся на древнем гнейсовом фундаменте архейского и нижнепротерозойского возраста.

СРАВНЕНИЕ РУДОНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ СЕВЕРНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ ШВЕЦИИ

В Центральной Швеции в районах Вермиланд и Далекарлия между площадями развития более древних гранито-гнейсов и более молодых гранитов развиты породы, очень близкие по составу породам порфирово-лептитовой формации Норботтена. Здесь они также рудоносны, хотя руды их другого типа. В Центральной Швеции эти породы обычно более глубоко метаморфизованы, чем на севере, и превращены в лептиты, геллефлинты и гнейсы. Преобладают слоистые лептиты серого, красно-серого

и красного цвета, состоящие из полевых шпатов, кварца и слюды с небольшим количеством эпидота, магнетита и турмалина. Полевые шпаты лептитов представлены или натровым плагиоклазом (от альбита до олигоклаза), или микроклином. Большинство авторов считает лептиты метаморфизованными туфами дацитового и риолитового состава. В некоторых случаях в породах сохранились фенокристаллы полевых шпатов и, возможно, что они первоначально представляли собой лавы порфировой структуры. Отмечаются переходы по простиранию лептитов в биотитовые сланцы.

Т а б л и ц а 7

Химический состав лептитов Центральной Швеции в районе месторождений Гренгесберг—Страсса, по Магнуссону (Magnusson, 1938) и Гейеру (Geijer, 1927)

Компонент	Красные калиевые лептиты					Серые натровые лептиты		
SiO ₂	68,45	66,87	67,18	70,08	76,64	68,96	68,50	68,94
TiO ₂	0,41	0,78	0,65	0,76	0,21	0,80	0,73	0,76
Al ₂ O ₃	12,94	13,33	13,25	13,14	9,94	13,30	14,05	14,21
Fe ₂ O ₃	—	5,65	2,73	—	1,04	Сл.	1,19	2,24
FeO	6,01	1,48	3,17	4,24	1,97	5,50	4,60	3,08
MnO	0,15	0,01	0,02	0,12	0,08	0,16	0,04	0,01
MgO	0,95	1,21	1,36	0,94	1,47	1,71	1,26	1,51
CaO	1,40	1,37	1,10	2,92	0,73	1,44	1,76	0,80
Na ₂ O	2,21	3,16	1,60	2,93	0,23	4,78	4,57	6,02
K ₂ O	6,27	4,23	7,02	3,94	6,53	1,85	1,64	1,16
BaO	—	—	0,19	—	0,20	—	0,10	0,01
P ₂ O ₅	0,12	0,22	0,13	0,11	0,05	0,17	0,18	0,13
H ₂ O	0,96	1,37	1,45	1,00	1,06	1,12	1,38	1,16
S	—	0,07	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,87	99,75	99,85	100,18	100,15	99,79	100,00	100,03

По химическому составу лептиты Центральной Швеции очень близки средним и кислым вулканическим породам Северной Швеции (табл. 7). Они также богаты щелочами и представлены то более калиевыми, то более натровыми разностями. В них также встречаются подчиненные пачки щелочных основных пород спилитового состава, обычно метаморфизованных до зеленых амфиболитовых сланцев. Отличие заключается в более широком развитии среди лептитов и геллефлинтос Центральной Швеции осадочных пород: конгломератов, кварцитов, граувакк, графитовых сланцев, филлитов, известняков и доломитов. Все эти породы переслаиваются с вулканогенными образованиями на разных горизонтах, но особенно развиты в верху формации.

Железорудные месторождения и здесь связаны с лептитами. Руды небольших месторождений Стрипа, Стриберг, Норбер, Страсса и другие представлены типичными полосчатыми железистыми кварцитами, подобными развитым в районе Верхнего Озера или в районе Кривого Рога. Рудными минералами являются кристаллический гематит и магнетит. Последний, очевидно, вторичен, потому что он образует крупные кристаллы и замещает другие минералы. Полосы такого магнетита часто наблюдаются поперек первоначальной слоистости руд, состоящих из кварца и гематита.

В более крупном месторождении Гренгесберг развиты различные типы руд. Важно отметить, что среди таких же, как в Кируне, вмещающих пород — порфиров и туфов — залегают типичные железистые кварциты скарновые руды и линзы сплошной магнетитовой руды, богатой фосфором и подобной типу Кируна (Geijer, 1931₂). Таким образом, месторождение Гренгесберг является как бы связующим звеном между апатитовыми месторождениями Северной Швеции и железистыми кварцитами Центральной Швеции, вулканогенно-осадочное происхождение которых признается большинством шведских геологов.

Возрастные соотношения лептитов Центральной Швеции и вулканогенных пород Северной Швеции еще не вполне ясны. До последнего времени первые относились к архею, но недавние работы по абсолютной геохронологии, сводка которых дана Г. В. Войткевичем и А. И. Тугариновым (1965), указывают на их одновременность.

Вулканогенно-осадочное происхождение железистых кварцитов Центральной Швеции признается сейчас всеми шведскими геологами. Очевидно, руды типа Кируна, связанные с тем же рядом формаций, должны иметь такое же происхождение и могут рассматриваться как фация железистых кварцитов.

Вопрос о том, почему в одном районе отлагались руды типа Кируна, а в другом — железистые кварциты, еще не ясен. Здесь могли действовать различные причины. Прежде всего это — разная удаленность места образования рудных залежей от очага вулканической деятельности и различная глубина их образования. Менее кремнистые руды могли быть более глубоководными. Вероятно, имели значение также и другие факторы: величина разбавления рудного материала пепловым и терригенным, несколько различный характер эманаций и гидротерм, в частности больший или меньший вынос кремнезема, и, наконец, разная степень метаморфизма и вторичное обогащение руд.

Таким образом, рудовмещающие лептиты и гнейсы Центральной Швеции и порфиристо-лептитовые породы Северной Швеции представляют собой две соседние формации одного и того же ряда. В северном районе, где преобладают лавы и туфы, а осадочные породы имеют подчиненное значение, формация образовалась в непосредственной близости от очагов вулканизма. Формации Центральной Швеции, где преобладают туфы, лептиты и широко развиты осадочные породы, соответствуют зоне несколько удаленной от этих очагов, хотя излияния лав из второстепенных центров происходили и здесь. Руды типа Кируна можно рассматривать в таком случае как фацию железистых кварцитов, развитых в Центральной Швеции.

Около 1800 млн. лет назад на территории северо-западной части современного Балтийского щита в результате поствулканической эксгальационной и гидротермальной подводной деятельности вблизи очагов извержения на еще не остывших лавах формировались крупные и мелкие залежи чистых апатитовых железных руд, сейчас имеющих магнетитовый или гематитовый состав. В удалении от очагов вулканизма, где окислы железа выпадали в осадок вместе с кремнеземом, формировались залежи железистых джеспилитов и кварцитов. В месторождении Гренгесберг наблюдаются рудные тела обоих типов.

ПОЛОЖЕНИЕ ПОРФИРИСТО-ЛЕПТИТОВОЙ ФОРМАЦИИ СЕВЕРНОЙ ШВЕЦИИ СРЕДИ ДРУГИХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Н. С. Шатский (1954, 1955), изучая марганценозные и фосфоритогонные формации мира, выделил группу рудоносных вулканогенно-кремнистых формаций. В отложениях палеозоя и мезозой-кайнозоя среди них он различал два ряда. Первый ряд связан с основными породами спилито-

кератофирового или диабазо-порфиритового состава. Второй ряд ассоциируется с более кислыми щелочными породами типа кварцевых или безкварцевых порфиров и альбитофиров. В первом ряду Н. С. Шатский описал зеленокаменную, яшмовую, кремнисто-сланцевую и отдаленно-кремнистую формации. Второй ряд гомологичен первому, однако в нем никогда не бывает типично развита яшмовая формация, а кремнисто-сланцевая и отдаленно-кремнистая формации обладают некоторыми особенностями, в частности довольно широким развитием в последней карбонатных пород (табл. 8).

Т а б л и ц а 8

I Послерифейский ряд зеленокаменно-кремнистых формаций
(Н. С. Шатский, 1954)



II Послерифейский ряд порфирово-кремнистых формаций «Успенского типа»

(Н. С. Шатский, 1954)



Последующие работы показали, что геосинклинальные вулканогенно-кремнистые формации первого ряда в нижнем палеозое часто содержат месторождения оолитовых железных руд гематит- или гидрогетит-хлоритового состава (Формозова, 1960, 1962). Главная часть таких месторождений приурочена к кремнисто-сланцевой формации, но отдельные месторождения встречаются и в отдаленно-кремнистой (месторождение Ваба на Ньюфаундленде).

В качестве примера второго ряда вулканогенно-кремнистых формаций Н. С. Шатский (1954) описал фаменско-турнейские отложения Центрального Казахстана. В Прибалхашье они представлены мощной толщей кератофиров, альбитофиров, кварцевых порфиров, роговообманковых плагиопорфиров, переслоенных туфами, туфопесчаниками, кремнистыми сланцами, и очень редко известняками. К западу и северу эта «порфировая» формация переходит в кремнисто-сланцевую формацию «Успенского типа», состоящую из различных светлых кремнистых сланцев с редкими покровами лав, прослоями туфов и известняков. Наконец еще дальше к западу и к северу кремнистые сланцы в основной массе замещаются обычными осадочными морскими породами: «...известняками, мергелями, глинами, песчаниками, но пропитанными водным кремнеземом, отчего все эти разности — кремнистые и, кроме того, здесь же развиваются отдельные прослои или из хомогенного кремния или из спонголитов» (Шатский, 1954, стр. 9). Это — отдаленно-кремнистая формация второго ряда.

На территории Центрального Казахстана в породах главным образом кремнисто-сланцевой, но отчасти и отдаленно-кремнистой формации этого ряда известны многочисленные, сравнительно небольшие вулканогенно-осадочные железо-марганцовые месторождения (Каратас, Шошнтас, Мурджик и др.). Генезис их был впервые установлен Н. А. Штрейсом (1938).

В обоих рядах послерифейских формаций, описанных Н. С. Шатским, большую роль играют кремнистые породы, а известные появляются только среди пород второго ряда и лишь в удалении от очагов вулканической деятельности — в отдаленно-кремнистой формации, в которой вулканические породы отсутствуют.

К отдаленно-кремнистой формации второго ряда Н. С. Шатский отнес также железо-марганцовые месторождения Джаильминской мулды в Атасуйском районе Центрального Казахстана, приуроченные к границе девона и карбона.

Е. А. Соколова, изучавшая указанные выше месторождения, относит их к кремнисто-сланцевой формации второго ряда. Однако по ее описаниям (Соколова, 1958; Падве и Соколова, 1956) и Д. Г. Сапожникова (1963) в рудоносных слоях Джаильминской мулды присутствуют основные эффузивы, а руды приурочены к мощной толще известняков. Это позволяет предполагать, что железо-марганцовые руды Атасуйского района связаны не с отдаленной и не с кремнисто-сланцевой, а с известняково-вулканогенной формацией, описанной ниже.

Кроме кремнистых рядов формаций, существуют вулканогенно-известняковые формации, образующие вполне самостоятельную группу. Они образовались в условиях качественно иной фумарольной деятельности, не сопровождавшейся выделением больших количеств CO_2 , понижением щелочного разреза морской воды и торможением кальцитообразования. Эти формации связаны со щелочными вулканическими породами основного и среднего состава, переслаивающимися с туфами и карбонатными породами. Кремнистые породы встречаются в них в подчиненном количестве (Формозова, 1963, 2). С вулканогенно-известняковыми формациями связаны месторождения железных руд типа Лан-Дилль, наиболее типично развитые в девоне Рейнских сланцевых гор и Гарца. Встречаются они и в триасе внутренней зоны Динарид (район Вареша в Югославии). Ряд вулканогенно-известняковых формаций, подобно рядам кремнистых формаций, установленных Н. С. Шатским, можно представить следующей схемой (табл. 9).

Таблица 9



Существует еще другой ряд известняковых формаций, связанный с кислыми вулканическими породами. К нему относится эйфельская кварцкераатофирная формация Алтая.

И. В. Хворова (1963) в группе морских вулканогенно-осадочных формаций с преобладанием органогенно-хемогенных пород выделяет две самостоятельные подгруппы — кремнистые и известняковые формации; им она противопоставляет формации с преобладанием кластических и пирро-

кластических пород. Все перечисленные выше группы и ряды формаций характерны для послерифейского времени и, может быть, для рифея.

Кремнистые и известняковые вулканогенно-осадочные геосинклинальные формации могут быть еще подразделены в зависимости от состава исходных вулканических толщ. Как пишет Ю. А. Кузнецов (1963 и 1964), среди спилито-кератофировой группы различаются два типа формаций. В одном из них — спилито-диабазовом — преобладают основные эффузивы. Формации этого типа распространены в авгеосинклинальных прогибах и характерны для ранних стадий их развития.

К другому типу относятся формации, в которых явно преобладают кислые кварцсодержащие разности вулканических пород. Этот кварц-кератофировый тип формаций характерен для вторичных геосинклиналей или, по терминологии М. Кея, эпизвгеосинклиналей, возникающих на более древнем складчатом основании.

Фаменско-гурнейская вулканогенная формация Центрального Казахстана, которую Н. С. Шатский назвал «порфировой» и поставил в основании своего второго ряда, судя по составу пород, является не порфировой, а именно кварц-кератофировой.

Таким образом, в вулканогенно-кремнистой группе спилито-диабазовая и кварц-кератофировая формации, описанные Ю. А. Кузнецовым, стоят в основании двух различных формационных рядов Н. С. Шатского, развитых в мезозое, палеозое и верхнем докембрии.

В более глубоком докембрии Н. С. Шатский (1954) выделил третий джеспилитовый ряд формаций, гомологичный зеленокаменно-кремнистому ряду послееальгонского времени. Однако эти ряды не тождественны и сходство их заключается лишь в постоянной связи с вулканическими породами от основного до среднего состава. Докембрийский джеспилитовый ряд имеет характерные черты, ясно отличающие его от предыдущих рядов формаций.

В основании джеспилитового ряда, по Н. С. Шатскому, лежит спилито-кератофировая формация, состоящая из зеленокаменноизмененных пород, нередко превращенных в амфиболиты, амфиболово-серпичитовые, тальково-магнезиальные и хлоритовые сланцы. Однако здесь производными формациями являются не яшмовая, кремнисто-сланцевая и отдаленно-кремнистая, как в первом ряду, а джеспилитовая кремнисто-сланцевая и джеспилитовая отдаленная. Характерными породами этих формаций являются железистые кварциты или джеспилиты, в первом случае в переслаивании с вулканогенными породами, а во втором с различными осадочными породами (табл. 10).

М. С. Марков (1958^{1, 2}, 1959), изучавший железистые кварциты Карсакпайского синклиория, развил представления Н. С. Шатского о джеспилитовом ряде вулканогенно-кремнистых формаций. Джеспилитовую кремнисто-сланцевую формацию этого ряда он разделил на два типа: Киватинский и Криворожский. Первый формировался ближе к центрам извержений, содержит много вулканических пород и лишь бедные месторождения железистых кварцитов. Второй тип образовался в некотором удалении по горизонтали или по вертикали от вулканических толщ и содержит богатые месторождения железистых кварцитов в Кривом Роге, районе Курской магнитной аномалии, Карсакпайском синклиории, в гуронских отложениях Канадского щита и других районах. Бедные месторождения железистых кварцитов встречаются (по М. С. Маркову) и в терригенно-кремнистом типе отдаленной джеспилитовой формации.

Однако Н. С. Шатский считал, что не все железистые кварциты и джеспилиты связаны с вулканогенными формациями. Он допускал образование чисто осадочных джеспилитов и железистых кварцитов, не связанных с подводным вулканизмом, источником железа и кремнезема которых служило химическое выветривание горных пород. Н. С. Шатский

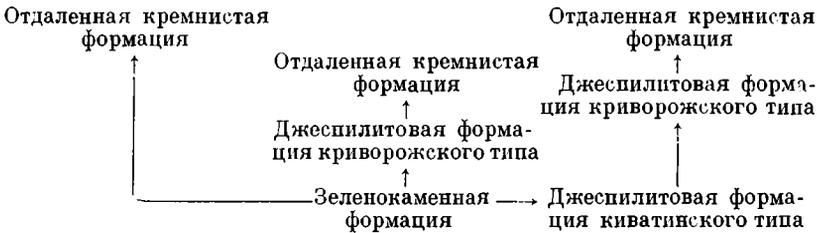
III Докембрийский ряд джеспилитовых формаций

(Н. С. Шатский, 1955)



Джеспилитовый ряд формаций

(М. С. Марков, 1959)



(1954, стр. 31) предполагал, что железистые кварциты и джеспилиты представляют собой пример «конвергенции формаций». Сейчас этот вопрос еще не вполне ясен. Во всяком случае появились сомнения после выхода работы М. С. Точилина (1963), где собраны многочисленные доказательства генетической связи джеспилитов с подводным вулканизмом почти во всех известных районах их распространения. Там, где эта связь пока не установлена, можно думать, что руды относятся к отдаленной джеспилитовой формации, вулканогенные эквиваленты которой еще не обнаружены или размыты.

Несомненно, что джеспилиты и железистые кварциты докембрия могут быть связаны не только с основными вулканогенными формациями, как думал Н. С. Шатский, но также со средними и кислыми вулканогенными формациями порфирового и кварц-альбитофирового состава. Такая связь наблюдается в области Пайлот Ноб в Канаде, в Карелии и в Приимандровском районе на Кольском полуострове. Другие примеры связи джеспилитов и железистых кварцитов с кислыми и средними вулканическими породами приводит в своей работе М. С. Точилин (1963).

Таким образом, кроме ряда джеспилитовых формаций докембрия, связанного с основными зеленокаменными породами, который был описан в работах Н. С. Шатского и М. С. Маркова, можно выделить новый самостоятельный формационный ряд. Этот новый ряд вулканогенных формаций связан с щелочными кислыми и средними породами. Одну из его формаций — лептитовую — Н. С. Шатский кратко описал, ссылаясь на работу П. Гейера и Н. Магнуссона (Geijer and Magnusson, 1948) о марганцовых железных рудах Центральной Швеции. Он отметил присутствие в этой формации, кроме марганцовых месторождений, также «джеспилитоподобных» железных руд, бедных марганцем. Это упоминавшиеся выше руды месторождений Стрипа, Стриберг, Страсса, Гренгесберг и др.

По Н. С. Шатскому, докембрийская лептитовая формация с джеспилитами и марганцовыми рудами близка палеозойской вулканогенно-кремнистой формации второго ряда (Успенский тип), но не тождественна ей. Несмотря на то, что указанные руды также связаны с вулканической серией среднего и кислого состава, богатой пирокластикой и содержащей прослойки кремнистых и карбонатных пород, — они принадлежат к другому

ряду формаций. Этот свойственный только докембрию ряд формаций неповторим и исчез в основании кембрия (Шатский, 1954).

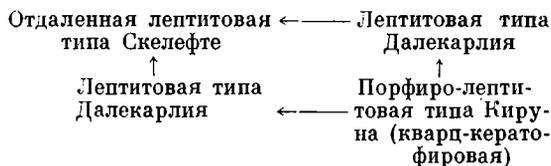
Развитие лептитовой формации в нижнепротерозойских рудоносных породах Карелии, близких по возрасту лептитовой формации Центральной Швеции, отмечает В. М. Чернов (1964). По его данным, эта формация связана со средними и кислыми щелочными вулканическими породами (сумма щелочей до 10—11%). В ней развиты метаморфизованные плагиопорфиры, лептитовые гнейсы, геллефлиты, туфо-сланцы кварцево-биотитового состава, туфобрекчии и железистые кварциты различного типа. Она имеет мощность до 820 м (Костомукшский район), подстилается терригенно-вулканической железисто-кремнистой формацией и перекрывается основными эффузивами Большезерской серии, относящейся к другой формации.

Лептитовую формацию Карелии по преобладанию в ее составе туфов и туфобрекчии над лавами и по присутствию в ней железистых кварцитов правильнее сопоставить с лептитовой формацией Центральной Швеции, но не с порфиристо-лептитовой Северной Швеции. В разрезах последней лавы преобладают над туфами, и с ними связаны пластовые залежи массивных магнетит-гематитовых руд.

Эти две формации — порфиристо-лептитовая Северной Швеции с рудами типа Кируна и лептитовая с железистыми кварцитами Центральной Швеции, Карелии и других районов — образуют самостоятельный ряд формаций, обладающий характерными особенностями. Генетически он связан с подводными излияниями щелочных кислых лав в докембрийских геосинклиналях. Можно назвать его «порфиристо-лептитовым щелочным» рядом формаций. В некоторых районах обе формации замещают одна другую по простиранию. Их соотношение показано в табл. 11.

Таблица 11

Докембрийский порфиристо-лептитовый щелочной ряд формаций



Следует отметить, что железистые кварциты, связанные со щелочными породами среднего и кислого состава, всегда образуют сравнительно небольшие месторождения с рудами невысокого качества. Непосредственно в разрезах этих месторождений наблюдаются породы, которые до метаморфизма представляли собою туфы и лавы. Таким образом, содержащая их формация представляет собою гомолог джеспилитовой кремнисто-сланцевой формации Киватинского типа в ряду формаций, связанных с основными породами. Гомолог формации Криворожского типа с богатыми железистыми кварцитами в этом ряду отсутствует. Однако ближе к главным очагам извержений лептитовая формация сменяется описанной в настоящей статье порфиристо-лептитовой формацией с богатыми месторождениями руд типа Кируна.

Создается впечатление, что в случае основных излияний связанное с эксгаляциями и гидротермами железо относилось на значительное расстояние от очагов вулканической деятельности и выпадало главным образом за пределами распространения вулканических пород, образуя богатые месторождения железистых кварцитов в формациях Криворожского типа. В случае же средних и кислых щелочных излияний основная масса железа садилась непосредственно в зоне извержений и только часть его

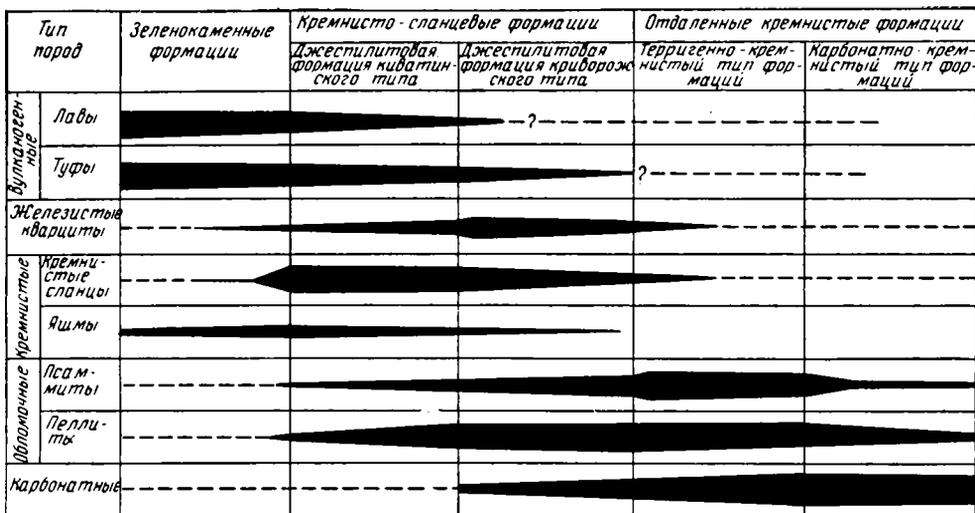


Рис. 8. Распределение типов пород в джеспилитовой формации вулканогенно-кремнистого ряда (по Маркову, 1959)

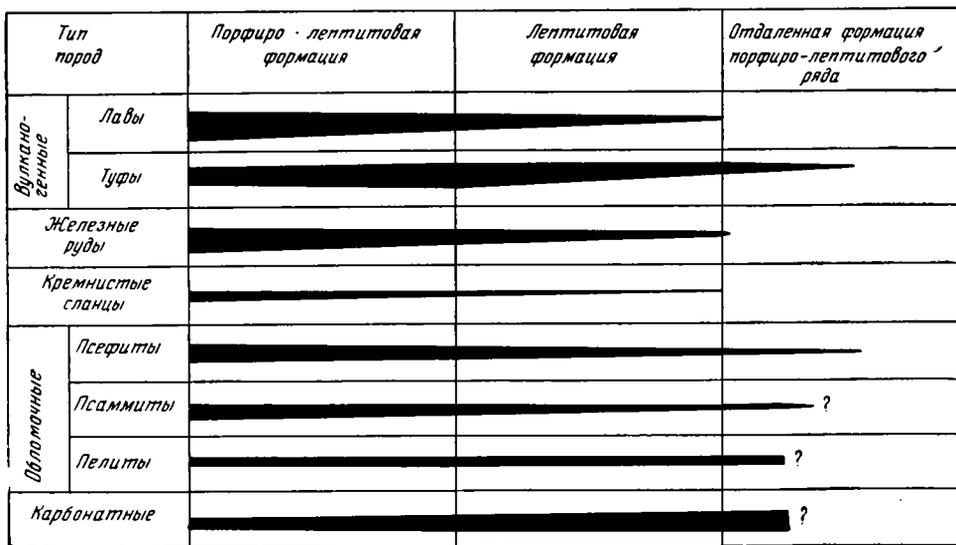


Рис. 9. Распределение отдельных типов пород в порфиро-лептитовом щелочном ряду докембрийских формаций

относилась на более далекое расстояние, образуя бедные железистые кварциты в гомологах формаций Киваттинского типа.

Распределение отдельных типов пород в ряду джеспилитовых формаций, связанных с основными породами, показано по М. С. Маркову, на рис. 8. Распределение тех же пород в ряду формаций, связанных с кислыми и средними щелочными вулканитами, изображено на рис. 9 (правая часть рисунка предположительна). Сравнение обоих рисунков показывает различие в размещении железорудных месторождений и в роли кремнистых пород, которая в случае исходных кислых эффузивов значительно ниже, чем в случае исходных основных пород.

В заключение следует отметить, что существует определенная аналогия в размещении железных руд и в роли кремнистых пород между докембрийскими джеспилитовыми рядами формаций и вулканогенно-осадочными рядами формаций палеозоя и мезозоя. В этих более молодых геосинклинальных отложениях с основными излияниями также парагенетически связано обилие кремнистых пород и железорудные месторождения, удаленные от очагов извержения. С кератофирами же связано значительно меньшее развитие кремнистых пород и рудные залежи, всегда расположенные прямо на лавах или туфах.

ЛИТЕРАТУРА

- Берг Г. Геохимия месторождений полезных ископаемых. Пер. с нем. М., ОНТИ, 1937.
- Вахрамеев С. А. Месторождения полезных ископаемых, их классификация и условия образования. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Войткевич Г. В., Тугаринов А. И. Геохронология докембрийских материков. М., Изд-во «Недра», 1965.
- Гейер Пер, Магнуссон Нильс. Железные руды Швеции. В кн.: Железорудные месторождения мира, т. 2. М., ИЛ, 1955.
- Геологический словарь т. I. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Горяинов П. М. Железистые кварциты Приимандровского района и их формационное положение. Автореф. канд. дисс. Воронеж, 1964.
- Доброхотов М. Н. Геология докембрия Курской магнитной аномалии.— Сов. геология, 1961, № 11.
- Заварицкий А. Н. О классификации магматических рудных месторождений.— Изв. Геолкома, 1962, 45, № 2.
- Заварицкий А. Н. Об эффузивных магматических месторождениях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 4.
- Калугин А. С. Новые данные по железорудным месторождениям Западной Сибири.— Вест. Зап.-Сиб. геол. упр., 1957, № 1.
- Калугин А. С. 1. Общий обзор Алтайского железорудного района. Обзор месторождений, рудопроявлений и перспектив Алтая по железным рудам. В кн.: Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области, т. I, кн. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Калугин А. С. 2. О генезисе осадочно-метаморфогенных железорудных месторождений Алтая. Там же.
- Калугин А. С. Новые данные о перспективах Рудного Алтая по железным рудам.— Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и мин. сырья, 1962, вып. 25.
- Калугин А. С. и др. Сингенетичные железные и марганцевые руды вулканогенных формаций среднего палеозоя Алтая. В кн.: Осадочные формации Сибири, 1964.
- Калугин А. С. Стратиграфическое положение и возраст горизонта вулканогенно-осадочных железных руд в девонских отложениях Алтая.— Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геол., геофиз. и мин. сырья, 1964, вып. 29.
- Кузнецов Ю. А. Магматические формации и некоторые общие вопросы геологии.— Геол. и геофиз., 1963, № 5.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., Изд-во «Недра», 1964.
- Лялин Ю. И., Миллер Е. Е., Никитина Л. Г. Вулканогенные формации Чингизского геантиклинория (Центральный Казахстан).— Труды Ин-та геол. наук, т. 2. Алма-Ата, 1964.
- Магнуссон Н. Х. Стратиграфия докембрия Швеции, расположенного вне каледонских горных сооружений. В кн.: Труды XXI Международного геологического конгресса, вып. 1. М., ИЛ, 1963.
- Марков М. С. 1. О стратиграфии и тектоническом положении джеспилитовых толщ Карсакпайского синклиория.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 4.
- Марков М. С. 2. Тектоника и джеспилитовая формация Карсакпайского синклиория (Центральный Казахстан). Автореф. канд. дисс. М., 1958.
- Марков М. С. Джеспилитовая формация вулканогенно-кремнистого ряда в Карсакпайском синклиории. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Обручев В. А. Рудные месторождения. Изд. 2. Л.— М., ОНТИ, 1935.
- Обручев С. В. Основные подразделения протерозоя в СССР. В кн.: Доклады советских геологов на XXII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 10. Геология докембрия. М., Изд-во «Недра», 1964.
- Падве Э. М., Соколова Е. А. Новые данные по стратиграфии верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений Джайльминской мулды Атасуйского района Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 7.
- Петрографический словарь Ф. Ю. Левинсона-Лессинга и Э. А. Струве. Перераб. и допол. Р. П. Петровым. М., Госгеолтехиздат, 1963.

- Полканов А. А., Герлинг Э. К. Геохронология докембрия Балтийского щита и его складчатого обрамления.— Труды Лабор. докембрия АН СССР, 1961, вып. 12.
- Поспелов Г. Л. Тазская, Кондомская, Тейско-Тузухинская группы железорудных месторождений. В кн.: Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области, т. I, кн. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Поспелов Г. Л. Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области и некоторые вопросы теории рудообразования. Автореф. докт. дисс. Новосибирск, 1963.
- Салоп Л. И. Геохронология докембрия и особенности раннего этапа развития земли. В кн.: Доклады советских геологов на XXII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 10. Геология докембрия. М., Изд-во «Недра», 1964.
- Сапожников Д. Г. Караджальское железо-марганцевое месторождение (в Центральном Казахстане). М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Семенов Н. П. Закономерности формирования осадочно-вулканогенных железисто-кремнистых формаций. (Осадочно-вулканогенная джеспилитовая формация). В кн.: Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Киев. Изд-во АН УССР, 1959.
- Соколова Е. А. Об условиях формирования отложенных верхнего девона и нижнего карбона и связанных с ними железисто-марганцевых руд в Джаильминской мульде.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 5.
- Твенхофел У. Х. Учение об образовании осадков. [О гриналите]. М.—Л., Глав. Изд. геол.-развед. и геодез. лит.-ры, 1936.
- Точилин М. С. Происхождение железистых кварцитов. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Точилин М. С., Горянов П. М. Геология и генезис железных руд Примандровского района Кольского полуострова. М.—Л., Изд-во «Наука», 1964.
- Устиев Е. К. Проблемы вулканизма-плутонизма. Вулкано-плутонические формации.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 12.
- Формозова Л. Н. Формационные типы месторождений оолитовых железных руд. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Формозова Л. Н. Условия образования оолитовых железных руд в нижнем палеозое и докембрии. В кн.: Варенцов И. М., Формозова Л. Н. Осадочные руды железа и марганца (опыт геохимического и формационного исследования). Труды ГИН, вып. 70, 1962.
- Формозова Л. Н. 1. Вулканогенно-осадочная формация триаса динарид и связанные с ней железорудные месторождения.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1963, 38, вып. 4.
- Формозова Л. Н. 2. Эксгальационно-осадочные месторождения железных руд типа Лан-Дилль и геологическая обстановка их образования. В кн.: Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. Труды ГИН АН СССР, вып. 81, 1963.
- Харитонов Л. Я. Стратиграфия протерозоя Карелии, Кольского полуострова и сопредельных стран Балтийского щита и его структурное расчленение. В кн.: Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 9. Стратиграфия и корреляция докембрия. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960.
- Харитонов Л. Я. Основные черты геологического строения Балтийского щита. В кн.: Вопросы геологии Кольского полуострова. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962.
- Хворова И. В. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций. В кн.: Вулканогенно-осадочные и терригенные формации.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 81.
- Хворова И. В., Ильинская М. Н. Сравнительная характеристика двух вулканогенно-осадочных формаций южного Урала. В кн.: Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. Труды ГИН АН СССР, вып. 81, 1963.
- Чернов В. М. Об условиях образования Костамукшского железорудного месторождения.— Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, 1959, № 3.
- Чернов В. М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1964.
- Чернов В. М., Стенарь М. М. Железорудная формация Карелии и ее сопоставление с аналогичными формациями Балтийского и Украинского кристаллических щитов. В кн.: Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова Мурманск, Книжное изд-во, 1961.
- Шатский Н. С. О марганцевосных формациях и металлогении марганца.— Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 4.
- Шатский Н. С. Фосфоритовые формации и классификация фосфоритовых залежей. В кн.: Совет. по осадочным породам, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. Пер. с нем. М., ИЛ, 1958.
- Штрейс Н. А. К вопросу о происхождении железо-марганцевых руд Успенско-Спасского района Центрального Казахстана. Изв. АН СССР, сер. геол., 1938, № 4.
- Штрейс Н. А. Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала. В кн.: Тектоника СССР, т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1951.

- Crane G. W. The iron ores of Missouri.— Missouri Bur. Geol. a. Mines, 2 — d ser., 1913, 10.
- Backlund H. G. Zum Werdegang der Erze.— Geol. Rundschau, 1941, 32, H. 1—2.
- Backlund H. G. Some aspects of ore formation Pre-Cambrian and later. Edinburgh.— Geol. Soc. Trans., 1952, 14, pt. 3.
- Bäckström H. Om bergarterna, som omgifva malmerna i Kirunavaara och Luosavaara.— Geol. Förening. Stockholm Förhandl., 1898, 20.
- Bäckström H. Om Ekströmsbergs och Mertainens jernmalmfälts geologi.— Geol. Förening. Stockholm Förhandl., 1904, 26.
- Bohdanowicz K. Surovoce mineralne, t. 1. Warszawa, 1952.
- Crane G. W. The iron ores of Missouri.— Missouri Bur. Geol. a. Mines, 2 — d ser., 1913, 10.
- Daly R. A. Origin of the iron ores at Kirunavaara — Luosovaara. Stockholm, 1915.
- Dave A. S. Paragenetischer und geochemischer Aufbau der Eisenerzlagerstätte Braunsumpf bei Hüttenrode im Harz.— Freiburger Forschungshefte, 1963, N c — 146.
- Fandrich K. Zusammenfassung der Diskussionbemerkungen, die zu den Vorträgen des 14. Treffens des Fachverbandes-Mineralogie gemacht wurden.— Ber. Geol. Gessellsch. DDR, 1964, Bd. 9, H. 4/5.
- Geijer P. Igneous rocks and iron ores of Kirunavaara, Luosavaara and Tuollovaara.— Aus: Scientific and practical researches in Lapland, arranged by Luosovaara — Kirunovaara Aktiebolag, Stockholm, 1910.
- Geijer P. Studies on the geology of the iron ores of Lapland.— Geol. Förening, Stockholm Förhandl., 1912, 34.
- Geijer P. Recent developments at Kiruna.— Sveriges Geol. Undersökn. Avhandl., Ser. C, 1918, Arsbok 12, N 288.
- Geijer P. Eulysitic iron ores in Northern Sweden.— Sveriges Geol. Undersökn. Avhandl., Ser. C, 1925, Arsbok 19, N 324.
- Geijer P. Stråssa och Blanka Jernmalmsfält.— Sveriges Geol. Undersökn. Avhandl., Ser. Ca, 1927, N 20.
- Geijer P. Gällivare Malmfält geologisk beskrivning.— Sveriges Geol. Undersökn. Avhandl., Ser. Ca, 1930, N 22.
- Geijer P. 1. Berggrunden inom malmtrakten Kiruna — Gällivare — Pajala.— Sveriges Geol. Undersökn. Avhandl., Ser. C, 1931, Arsbok 24, N 366.
- Geijer P. 2. The iron ores of the Kiruna type. Sveriges Geol.— Undersökn. Avhandl., Ser. C, 1931, Arsbok 24, N 367.
- Geijer P. Die nordschwedischen Eisenerze und verwandte Lagerstätten als Beispiele eruptiver Spaltungsprozesse.— Geol. Rundschau, 1935, 26, H. 5.
- Geijer P. Stripa odalfälts geologi.— Sveriges Geol. Undersökn. Avhandl., Ser. Ca, 1938, N 28.
- Geijer P. Utforskandet av de mellansvenska jernmalmerne.— Geol. Förening. Stockholm Förhandl., 1946, 68, H. 2, N 445.
- Geijer P. The rektor ore body at Kiruna.— Sveriges Geol. Undersökn. Avhandl., Ser. C, 1950, N 514.
- Geijer P. Die Herkunft der quarzgebänderten Eisenerze.— Eine Übersicht der Problemlage. N. J. Min., Geol., 1957, Abh. 91.
- Geijer P. The Kiruna iron ores.— In: Report of the 21 Session International Geological Congress. Norden. Pt. 16. Copenhagen, 1960.
- Geijer P., Magnusson N. H. De mellansvenska jernmalmerne geologi.— Sveriges Geol. Undersökn. Avhandl., Ser. Ca, 1944, N 35.
- Geijer P., Magnusson N. H. Geological history of the iron ores of Central Sweden.— In: Report of the 18-th Session International Geological Congress. Great Britain. 1948. Pt. 13. London, 1952.
- Gumelius O. Om jernmalmslagret vid Noeverhougen i Norge.— Geol. Förening. Stockholm Förhandl., 1874—1875, 2, N 28.
- Högbom A. G. Om de vid syenitbergarter bundna jernmalmerne i östra Ural.— Geol. Förling Stockholm Förhandl., 1898, 20, H. 4, N 186.
- Högbom A. G. Pre-Cambrian geology of Sweden.— Bull. Geol. Inst. Upsala, 1910—1911, N 10.
- Hummel D. Dagbok. Stockholm, 1875. (Sveriges Geol. Undersökn. Arkiv).
- Himmel K. Über Manganerze im Culm des Kellerwaldes.— Zs. Prakt. Geol., 1923, 31.
- The iron ores of Sweden. Importance of the Kiruna deposits.— Min. J., 1951, 273, N 6060.
- James H. L. Zones of regional metamorphism in the Pre-Cambrian of Northern Michigan.— Bull. Geol. Soc. America, 1952, 66, N 12.
- Johansson H. Die Eisenerzföhernde-Formation in der Gegend von Grängesberg.— Geol. Förening. Stockholm Förhandl., 1911, 32, Del. 1, N 288.
- Kautsky G. On the theory of exhalative sedimentary ores.— Geol. Förening. Stockholm Förhandl., 1953, 80, H. 3, N 494.
- Kegel W. Abriss der Geologie der Lahnmulde.— Abhandl. Preuss. Geol. Landesanst., n. F., 1922, H. 86.
- Kellerud G., Vouks F., Barends G. On the Exhalative — sedimentary ores.— Geol. Förening. Stockholm Förhandl., 1959, 81, H. 1.

- Landergren S. On the geochemistry of Swedish iron ores and associated rocks.—
Sveriges Geol. Undersökn. Avhandl., Ser. C, 1948, Arsbok 42, N 496.
- Landergren S. Comments to «A theory of exhalative sedimentary ores».— Geol.
Förening. Stockholm Förhandl., 1958, 80, H. 3, N 494.
- Launay L. de. L'origine et les caractères des gisements de fer scandinaves.— Ann.
d. Mines, 10-me ser., 1903, 4.
- Launay L. de. Traite de metallogenie des gites mineraux et metalliferes. Paris, 1913.
- Launay L. de. Cours de géologie appliqués. Paris — Liège, 1933.
- Leith C. K., Harder E. C. The iron ores of the Iron Springs district, Southern
Utah. U. S.— Geol. Surv. Bull., 1908, N 338.
- Lindgren W. Mineral deposits. 4-th ed., New York — London, 1933.
- Looström R. Likheter mellan Lapplands — och Grängesbergs malmerna.— Geol.
Förening. Stockholm Förhandl., 1929, 51, H. 2, N 377.
- Lundbohm H. J. Kirunavaara traktens geologi.— Geol. Förening. Stockholm
Förhandl., 1898, 20, H. 3, N 185.
- Lundbohm H. J. Sketch of the geology of the Kiruna district.— Geol. Förening.
Stockholm Förhandl., 1910, 32, Del 3, N 271.
- Magnusson N. H. Persbergs malmtrakt och berggrunden i de centrala delarna
av Filipstads Bergslag. Kongl. Kommerskollegium, Beskrivningar över mineral-
fyndigheter, 1925, Del. 1, N 2.
- Magnusson N. H. Neue Untersuchungen innerhalb des Grängesbergfeldes.—
Sveriges Geol. Undersökn. Avhandl., Ser. C, 1938, Arsbok 32, N 418.
- Magnusson N. H. Malmgeologi. Stockholm, 1953.
- Magnusson N. H. The classification of the Pre-Cambrian rocks of Sweden.—
Norsk geol. Tidsskrift, 1956, 36, H. 2.
- Magnusson N. H. 1. Age determinations of Swedish Pre-Cambrian rocks.— Geol.
Förening. Stockholm Förhandl., 1960, 82, H. 4, N 503.
- Magnusson N. H. 2. Iron and sulphide ores of Central Sweden.— In: Report
of the 21 Session International Geological Congress. Norden. Pt. 16. Copenha-
gen, 1960.
- Magnusson N. H. 3. The stratigraphy of the Pre-Cambrian of Sweden outside
the Caledonian Mountains. In: «Report of the 21 Session International Geological
Congress. Norden. pt. 9». Copenhagen, 1960.
- Marmo V. On the theory of exhalative-sedimentary ores.— Geol. Förening. Stockholm
Förhandl., 1958, 80, H. 3, N 494.
- Oelsner O. Übersicht über die Genese von Eisenerzlagerstätten.— Neue Hütte, 1957,
Jg. 2, H. 1.
- Oelsner O. Zur Genese der nord — und mittelschwedischen Eisenerzlagerstätten.
Geologie, 1961, Jg. 10, H. 6.
- Oftedal C. A theory of exhalative-sedimentary ores.— Geol. Förening. Stockholm
Förhandl., 1958, 80, H. 1, N 492.
- Oftedal C. On the exhalative-sedimentary ores.— Geol. Förening. Stockholm
Förhandl., 1959, 81, H. 1, N 496.
- Parwel A., Wickman F. E. Några preliminära av resultat av ålders bestämningar
på sveska pegmatitmineral.— Geol. Förening. Stockholm Förhandl., 1954, 76,
H. 3, N 478.
- Patton H. Martite crystals from Twin Reaks, Millard County, Utah. Colorado
School of Mines.— Quarterly, 1907, 2.
- Rösler H. J. Zur Entstehung der oberdevonischen Eisenerze vom Typ Lahn-Dill
in Ostthüringen.— Freiberg Forschungshefte, 1962, N C — 138.
- Schneiderhöhn H. Lehrbuch der Erzlagerstätten Kunde. Bd. 1. Jena, 1941.
- Sederholm J. J. Über eine archaische sedimentformation im südwestlichen
Finland und ihre Bedeutung für die Erklärung der Entstehungsweise des Grund-
gebirges. Helsingfors, 1899.
- Stutzer O. Geologie und Genesis der lappländischen Eisenerzlagerstätten. N. J. f.—
Min., Geol., Paläontol., 1907, Beilage Bd. 24, H. 8.
- Sundius N. Pebbles of magnetite — syenite — porphyry in the Kurrovaara conglome-
rate.— Geol. Förening. Stockholm Förhandl., 1912, 34, H. 1, N 282.
- Sundius N. Beiträge zur Geologie des südlichen Teils des Kirunagebiets. Uppsala,
1915.
- Sundius N. Grythyttfältets geologi.— Sveriges Geol. Undersökn. Avhandl., Ser. C.
1923, Arsbok 16, N 312.
- Sundius N. On the leptic relics in the veined gneiss of Södermanland and
the femic lepticite.— Geol. Förening. Stockholm Förhandl., 1951, 73, H. 4, N 467
- Sundius N. Om åldersställinger av Kirunaporfyreerna.— Geol. Förening. Stockholm
Förhandl., 1959, 81, H. 1, N 496.
- Van Hise C. R., Leith C. K. The geology of the Lake Superior region. U. S.—
Geol. Surv. Monograph., 1911, N 52.
- Vogt J. H. L. On the iron ore deposits of the Kiruna type.— Geol. Förening. Stock-
holm Förhandl., 1927, 49, H. 2, N 369.

И. В. Хворова

ОРДОВИКСКАЯ ВУЛКАНОГЕННО-СЛАНЦЕВАЯ ФОРМАЦИЯ УЭЛЬСА

Нельзя не обратить внимания на ордовикские отложения Уэльса, если мы хотим выявить основные типы вулканогенно-осадочных формаций и понять с их помощью влияние вулканизма на седиментацию. Ордовик Уэльса привлекает внимание по многим причинам.

Во-первых, здесь обильны, разнообразны и прекрасно изучены вулканические породы, которым синхронны толщи морских осадков.

Во-вторых, в Уэльсе разработана детальная стратиграфия, и немного известно нижнепалеозойских толщ, где бы так точно сопоставлялись вулканические и осадочные комплексы, что имеет большое значение для решения поставленной выше задачи.

В-третьих, здесь присутствуют осадочные железные руды, происхождение которых все чаще стали связывать с вулканическим источником (Сох, 1925; Oftedahl, 1958; Формозова, 1960, 1962).

В формацию я объединяю комплекс вулканических и осадочных пород Уэльса от аренига до карадока включительно. Основанием комплекса служат грубообломочные базальные слои аренигского яруса, несогласно залегающие на породах тремадока, кембрия или докембрия. Кроме того, что в основании аренига развит региональный перерыв, я провожу здесь границу формации, учитывая, что в целом характер кембрийской и тремадочской седиментации существенно отличен от ордовикской. Кембрий Уэльса лучше всего изучен в районе купола Харлех, где он представлен 3-километровой флишеподобной сланцево-граувакковой толщей (Matley, Wilson, 1946; Kopstein, 1954), существенно отличающейся по составу пород и условиям их формирования от ордовикских, среди которых граувакковые пачки появляются редко и локально. Кроме того, в кембрии Уэльса вулканические породы исключительно редки, в ордовике же их много.

Все это заставляет относить кембрийские и ордовикские отложения к разным формациям. Верхнюю границу формации я провожу в кровле карадокского яруса потому, что ашгиллий и силур почти лишены вулканических пород, содержат большое количество флишеподобных, весьма специфических отложений и составляют особую формацию.

Следует отметить, что все три формации: кембрийская (включающая тремадок), арениго-карадокская и силурийская (включающая ашгиллий) в известной степени родственны, так как они связаны с единым циклом развития геосинклинали (каледонским) и принадлежат к одному формационному ряду.

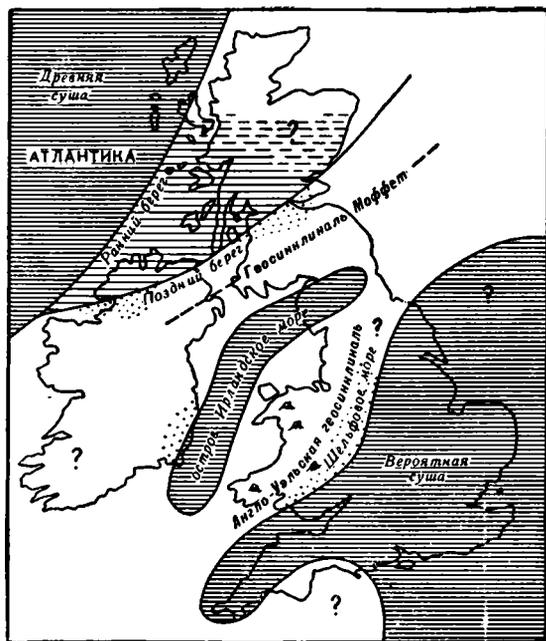


Рис. 1. Предполагаемая географическая карта для ордовикского периода (Ager, 1961)

Отнесение одних и тех же отложений к формациям, выделяемым в разных объемах, отражает здесь различные взгляды на формации вообще, определяемые, на мой взгляд, теми задачами, которые хотят с их помощью решить.

Прежде чем дать характеристику формации, рассмотрим состав и строение ее вулканических и осадочных комплексов.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ И ОСАДОЧНО-ВУЛКАНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Крупные вулканические массы в Северном Уэльсе (рис. 2) сосредоточены в двух зонах: Карнарвонширской, простирающейся от залива Коунэт, через горы Сноудон к полуострову Ллейн, и Марионетширской, опоясывающей с востока купол Харлех. В Южном Уэльсе наибольшее количество вулканических пород присутствует на юго-западе — в Пембрукшире и на островах; кроме того, они развиты в районе Билт, где представляют собой наиболее восточный вулканический комплекс Уэльса (см. рис. 1 и 2).

В стратиграфическом размещении вулканических масс имеет место следующая тенденция: в северном направлении наблюдается их смещение вверх по разрезу (рис. 3). На юге вулканические породы приурочены главным образом к аренигу и ланвирну, в Марионетшире они присутствуют уже и в ландейло, а в Карнарвоншире основная их часть сосредоточена в карадоке.

Одновременно происходит некоторое изменение в составе пород. Хотя с самого начала ордовикский вулканизм отличался дифференцированностью и среди его продуктов было много и основных, и средних, и кислых пород, с течением времени роль первых уменьшается, и в карадоке уже доминируют риолиты.

Латеральные границы рассматриваемой формации менее четки вследствие плохой сохранности краевых отложений. Очевидно, эти границы следует проводить в соответствии с контурами геосинклинального бассейна (рис. 1).

Напомним, что в пределах западноевропейских каледонид Л. Н. Формозовой (1962) была установлена «вулканогенная кремнисто-сланцевая рудоносная формация», в состав которой были включены верхнекембрийские и ордовикские (исключая карадок и ашгиллий) породы Северного Уэльса. Карадокский ярус, где преобладают кислые вулканические породы и нет лептохлоритовых железных руд, в упомянутую формацию не входит, как не входят и ордовикские толщи Южного Уэльса.

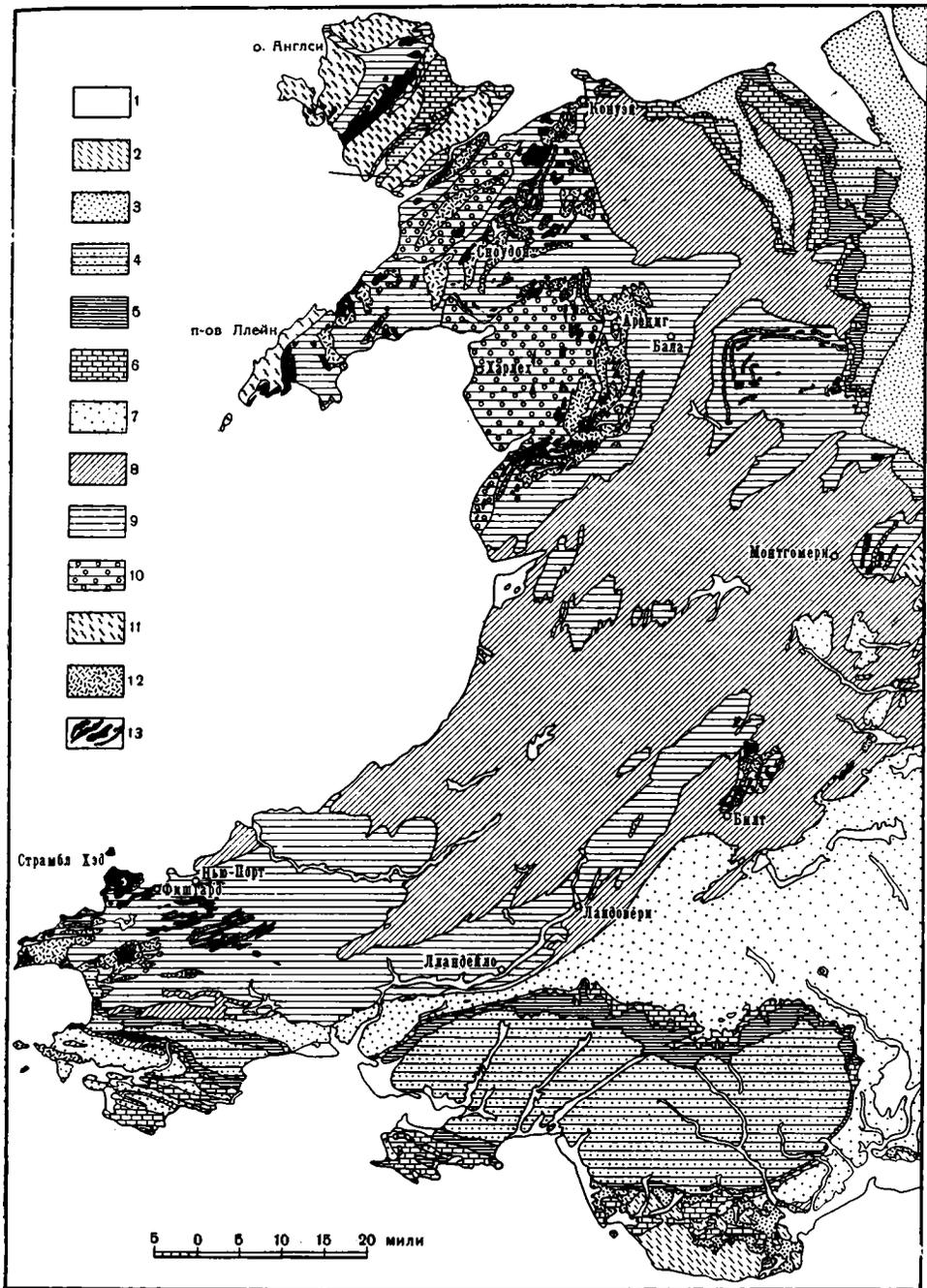


Рис. 2. Геологическая карта Уэльса

1 — современные отложения, 2 — юра, 3 — триас, 4 — угленосные отложения, 5 — жерновой песчаник, 6 — известняки карбона, 7 — древний красный песчаник, 8 — силур, 9 — ордовик, 10 — кембрий, 11 — докембрий, 12 — ордовикские вулканические породы, 13 — интрузии

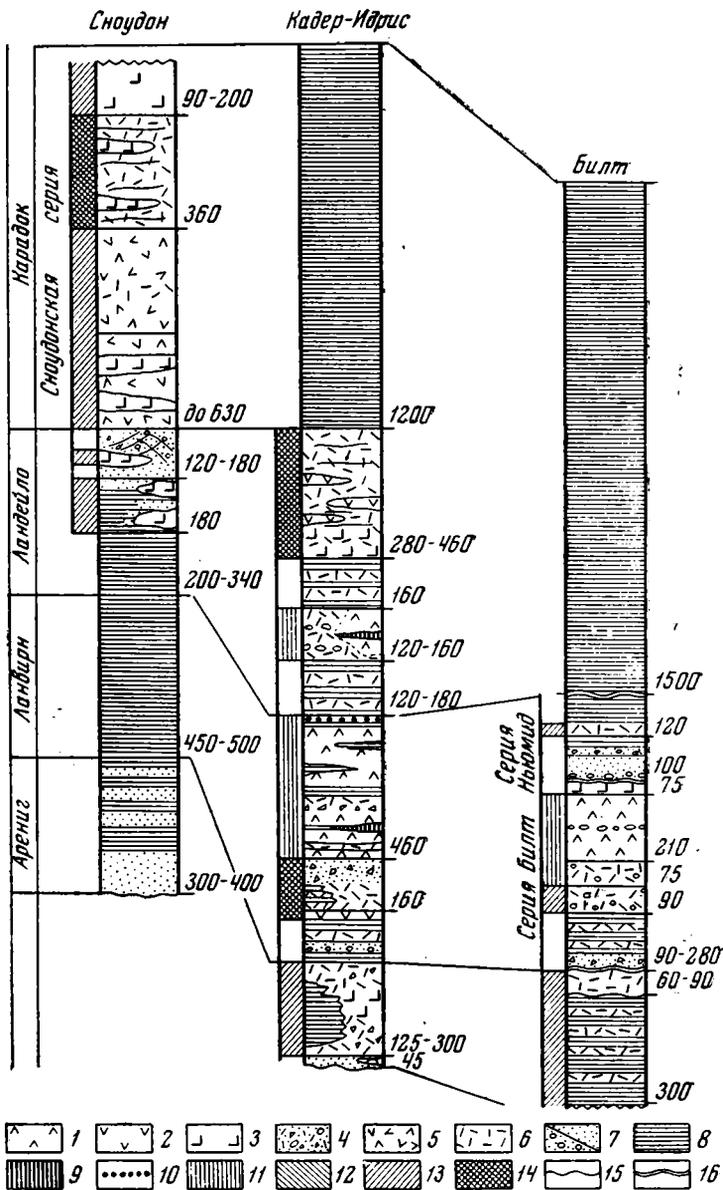


Рис. 3. Схематические разрезы арениг-карадокских отложений северо-западной (Сноудон), центральной (Кадер Идрис) и юго-восточной частей Уэльса

1 — спилиты, 2 — аьдезиты, 3 — риолиты, 4 — агломераты, 5 — игнимбриты, 6 — туфы, 7 — коьгломераты и песчаники, 8 — аргиллиты и сланцы, 9 — кремни, 10 — оолитовые железные руды, 11 — основные вулканические породы, 12 — средние вулканические породы, 13 — кислые вулканические породы, 14 — смешанные вулканические породы, 15 — перерывы, 16 — угловые несогласия

Ниже приводится краткая характеристика вулканических и осадочно-вулканических серий пород, наиболее интересных с точки зрения особенностей вулканизма и его влияния на седиментацию.

Сноудонская серия

Положение серии в разрезе ордовика показано на рис. 3. Возникла эта серия в результате извержений нескольких линейно расположенных вулканов, и строение ее меняется не только с удалением от вулканической линии, но и вдоль последней. Это хорошо иллюстрирует карта центральной части вулканической полосы (рис. 4), где показаны пределы распространения некоторых главных вулканических толщ. Здесь видно, что лавы и туфы одного центра частично перекрывают поля вулканических пород другого центра и что площадь распространения продуктов разных извержений весьма различна.

Наиболее типичный и хорошо изученный разрез серии относится к району Сноудон (см. рис. 3). Здесь она состоит из трех толщ¹.

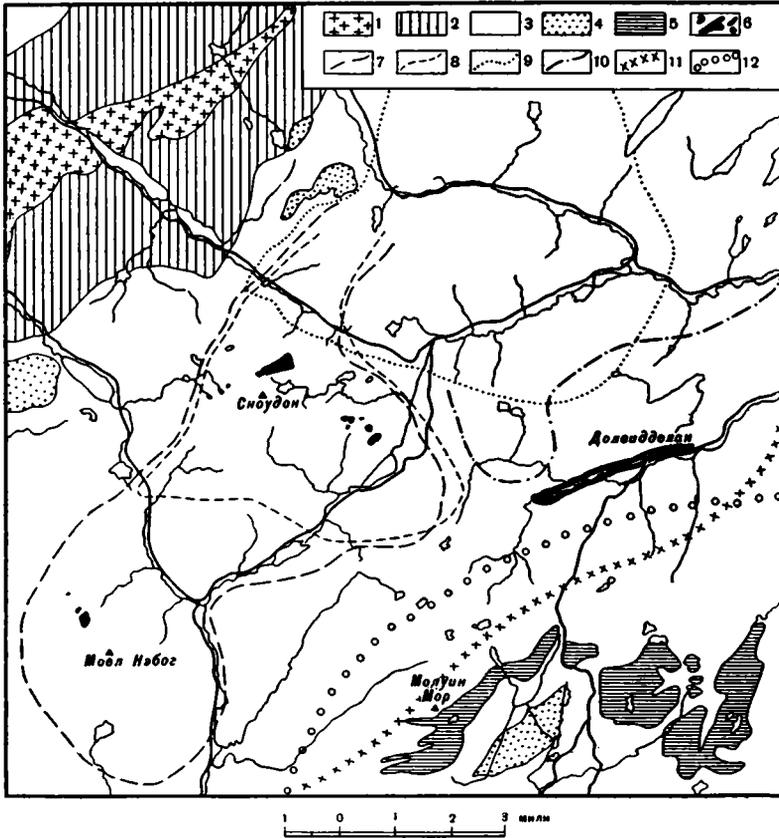


Рис. 4. Карта района Сноудона, иллюстрирующая распространение лавовых потоков (Williams, Bulman, 1931)

1 — докембрийские риолиты; 2 — кембрийские породы, 3 — ордовикские вулканические и осадочные породы, 4 — различные интрузивные породы, 5 — лавы Manod-Moelwyn, 6 — верхняя риолитовая толща района Сноудон, 7 — предел распространения риолитов Pitt's Head, 8 — предел распространения «кремнистых риолитов», 9 — предел распространения лав Capel Curig, 10 — предел распространения других сноудонских лав, 11 — предел распространения сноудонских туфов, 12 — предел распространения лав Manod-Moelwyn

¹ Характеристика сноудонской серии дана главным образом по Вильямсу (Williams, 1927) и Вильямсу и Булману (Williams, Bulman, 1931).

Нижняя толща образована породами кислого состава и имеет следующий разрез (снизу вверх):

Мощность, м

1. Риолиты¹ Pitt's Head. По новым данным, это главным образом игнимбриты (Beavon e. a., 1960; Rast, 1961). Они прослеживаются на площади более 30 кв. миль (рис. 4), сохраняя однообразное строение . . . 45—60

2. Массивные риолиты, получившие название «кремнистых риолитов», с которыми ассоциируют туфы и агломераты того же состава. Новыми исследованиями в толще обнаружены игнимбриты. Местами риолиты переслоены известняками с остатками бентосной фауны. Кремнистые риолиты имеют более ограниченное распространение, чем нижележащие (рис. 4), и мощность их быстро меняется. Возникли же из вязкой лавы, образовывавшей экструзивные куполы и толстые узкие языки. Излияния сопровождалась выбросами грубого и тонкого пирокластического материала . . . 250

3. Риолитовые туфы нестратифицированные, преимущественно витрические, обычно спекшиеся. В них местами присутствует спессартин, и для них характерны розовые и красные оттенки, связанные с выделением гидроксидов железа и марганца. Известны рудные скопления псиломе-лана. В районе Сноудона их мощность . . . 350—450

На востоке, в синклинали Долвидделан (13 км восточнее Сноудона) мощность толщи уменьшается вдвое, и вместе с тем в ней увеличивается количество осадочного материала. В пределах этой синклинали туфы испытывают характерные изменения; на западном крыле они «чистые», а на севере — глинистые. Кроме того, на западе больше кристаллических разновидностей, а на восточном крыле преобладают тонкие витрические туфы («фарфоровидные», или гелефлинты). Вверх по разрезу они становятся все более глинистыми и постепенно переходят в туффиты. Там, где присутствуют разные гранулометрические типы пород, в их чередовании наблюдается следующая последовательность — внизу залегает лапиллиевый туф, кверху переходящий в туф с большим количеством кристаллов, который еще выше сменяется тонким витрическим туфом.

Многие исследователи (Гринли, Вильямс) связывают образование рассмотренных туфов с подводными пепловыми потоками.

Средняя толща имеет сложное строение и состав. В ней присутствует вулканический материал различного химического состава, что указывает на одновременное извержение разных вулканов.

Преобладают пемзовые туфы андезитов и базальтов; они слоистые, часто известковисты, обломки в них нередко носят следы окатывания. Встречаются палагонитовые разности, богатые титанистыми минералами. В некоторых слоях наблюдается значительное количество спилитовых и кератофировых бомб, по составу отличных от материала вмещающей породы.

В толще присутствуют также пласты и пачки (до 30 м) риолитов, их туфов и туффитов.

Мощность толщи в Сноудоне достигает 360 м, но к востоку она быстро уменьшается, вместе с чем в ней увеличивается количество терригенной примеси и появляется раковинный детрит.

Верхняя толща образована кремнистыми риолитами, в которых часто хорошо выражена потоковая слоистость; иногда много пирита. К югу и востоку риолиты замещаются кристалло-витрическими туфами, которые далее сменяются глинистыми туфами и аргиллитами. Мощность толщи изменчива — от 30 до 200 м.

Крэфнэнтская серия

В районе Трефрива (в 20 км северо-восточнее Сноудона) отложения, синхронные рассмотренным, имеют иной состав, они получили здесь название Крэфнэнтской вулканической серии. Эти отложения представляют

¹ Все риолиты сноудонской серии отличаются повышенным содержанием калия и получили название калиевых риолитов.

переходный тип между почти чисто вулканическим комплексом и осадочными образованиями. Ниже приводится разрез серии¹.

Мощность, м

1. Риолиты с большим количеством пирита, пирротина и арсенопирита; предполагается, что они образовались под действием солфатар (Williams, 1927)	30
2. Плитчатые аргиллиты серые и голубовато-серые, существенно серицитовые, с прослоями спилитовых агломератов и шлаковых туфов. В аргиллитах присутствуют известняковые конкреции, переполненные мельчайшими черепками из светлого хлорита — остатками витрических фрагментов. Это показывает, что существенным компонентом вмещающих аргиллитов был вулканический пепел	120
3. Риолиты	30
4. Риолитовые туфы с прослоями серых аргиллитов и линзами хлоритизированных пемзовых туфов. Риолитовые туфы меняются от массивных кремнистых, трудно отличимых от риолитов, до аргиллитоподобных. Цвет их либо светло-серый, либо, что реже, черный от примеси магнетитовой пыли	90
5. Серые плитчатые аргиллиты	60
6. Риолиты, переходящие латерально в массивные витрические туфы	45
7. Глинистые сланцы, черные, пиритонасные	6
8. Серые плитчатые аргиллиты	24
9. Риолитовые туфы, массивные, кристалло-лапиллиевые, латерально переходящие в черные аргиллиты с рассеянными фельзитовыми и кератофировыми лапилями и большим количеством кристаллов	90

Мощность всей серии более 400 м. Выше развита толща черных пиритонасных глинистых сланцев, в верхней части с тонкими прослоями пизолитовой железной руды (пиритовой).

Нетрудно видеть существенные отличия между Сноудонской и Крэфнэнтской сериями. Первая (1200 м) много мощнее второй (400 м), в ней очень мало осадочных пород и разнообразнее состав вулканических. Особенно интересно отсутствие в крэфнэнтской серии основных пирокластических пород, соответствующих средней толще сноудонской серии. Кроме того, в нижней части крэфнэнтской серии присутствуют спилитовые агломераты, тогда как в Сноудоне на этом уровне нет основных пород. Такое соотношение пирокластических образований разного химического состава свидетельствует о сложности питания вулканическим материалом.

Вулканические серии Марионетшира

Полоса вулканических пород здесь прослеживается от Кардиганского залива на юге до г. Аренига и г. Молуин-Мор на севере (см. рис. 2). Вдоль этой полосы разрез осадочно-вулканических толщ существенно меняется. Представление об изменении отложений дают схематические разрезы, относящиеся к двум районам: более южному и северному² (рис. 4, 5).

На юге, в хребте Кадер Идрис аренигский, ланвирский и ландейльский ярусы представлены мощной (2000 м) серией сложного состава. Вулканические толщи, среди которых много как эффузивных, так и пирокластических образований, чередуются с вулканогенно-осадочными (туфово-аргиллитовыми) пачками. Внизу и вверху разреза преобладают кислые породы, а в средней части — подушечные спилиты. В вулканических толщах присутствуют черные глинистые сланцы с трапатолитами, а среди спилитов, кроме того, кремнистые породы. Вулканогенно-осадочные пачки состоят из туфогенных полевошпатовых песчаников, туфов, туффитов и аргиллитов; изредка среди них отмечаются эффузивные породы.

¹ Характеристика серии приводится по Д. А. Дэвису (Davies, 1936).

² Характеристика разреза для южного района дана по Коксу (Cox, 1925), для северного — по Фэрнсайдсу (Fearnside, 1905).

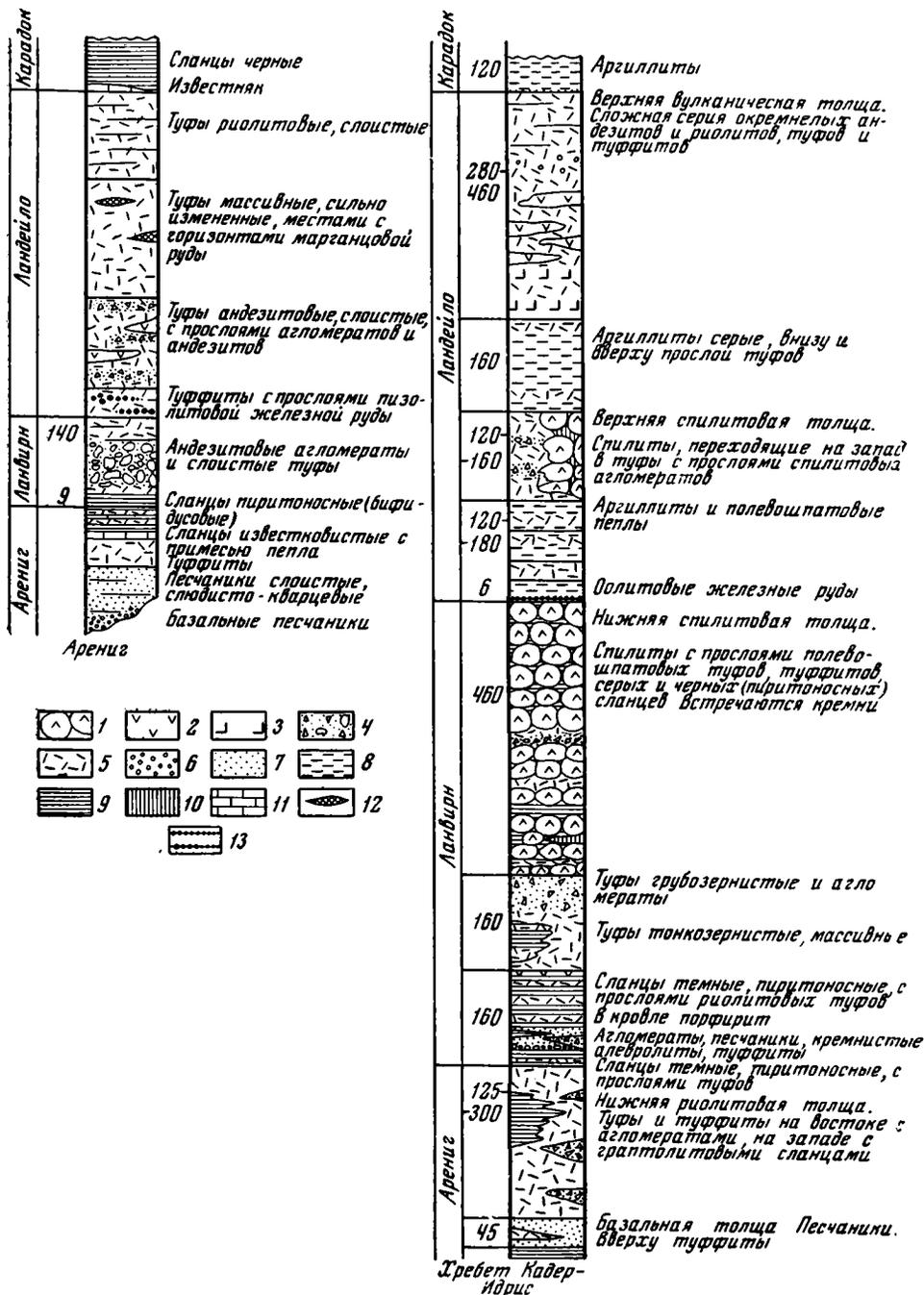


Рис. 5. Схематические разрезы осадочно-вулканических комплексов Марионетшира
 1 — спилиты, 2 — андезиты, 3 — риолиты, 4 — агломераты, 5 — туфы и туффиты, 6 — конгломераты, гравелиты, 7 — песчаники, 8 — аргиллиты, 9 — сланцы, 10 — кремни, 11 — известняки, 12 — руды марганца, 13 — оолитовые железные руды

Непосредственно выше спилитов, относящихся к нижней толще основных эффузивов, развита небольшая (3—6 м) пачка темных аргиллитов с оолитовой железной рудой. Никаких следов перерыва между спилитами и рудоносными отложениями нет.

В горах Аренига отложения, синхронные рассмотренным, имеют существенно иной состав и строение. Здесь нет спилитов. Эффузивные породы редки и представлены гиперстеновым андезитом. Преобладают разнообразные туфы, среди которых много грубых, агломератовых разновидностей. Большая часть пирокластического материала принадлежит андезитам. Среди осадочных пород, развитых внизу и вверху разреза, появляются органогенные известняки и пиритовосные известковистые сланцы. Среди туфогенных аргиллитов присутствуют пизолитовые железные руды, а среди массивных тонких туфов — марганцовые (пиролузитовые) руды. Общая мощность серии здесь вдвое меньше, чем в хребте Кадер Идрис.

Несмотря на то, что оба указанных района принадлежат к одному вулканическому поясу и главные извержения в них происходили одновременно, характер эрупций и палеогеографические условия в том и другом случае были отличными. На юге располагалась депрессионная и быстрее прогибавшаяся зона, а Аренигский вулкан, хотя вначале и представлял собою подводный конус, в конце концов вырос в надводную постройку (Wells, 1925).

Фишгардская серия

В Южном Уэльсе в арениге и лавирне были сформированы разнообразные по составу вулканические и осадочно-вулканические серии. Среди них присутствует большое количество андезитов, всегда сопровождаемых обильной вулканокластикой, подушечных спилитов, кератофиров и риолитов. В одних случаях преобладают эффузивные породы, в других — туфы.

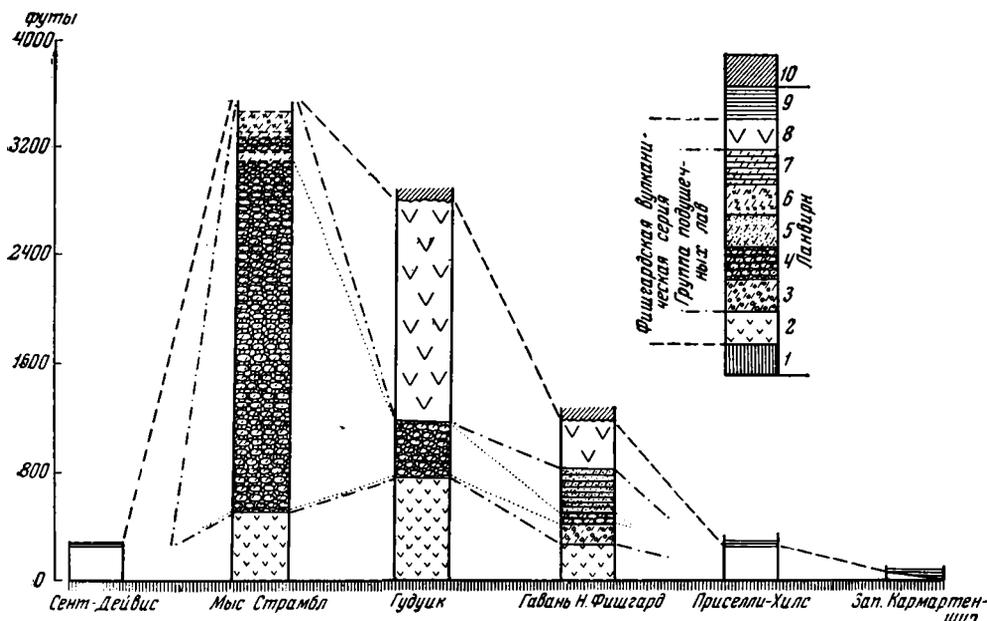


Рис. 6. Схематические разрезы Фишгардской серии

1 — глинистые сланцы с *Didymograptus bifidus*, 2 — группа нижних риолитов, 3 — известковистый агломерат, пески и пеплы, 4 — подушечные лавы, 5 — серия Страмбл, 6 — интрузивный альбитовый диабаз, 7 — полевошпатовые песчаники, пеплы, адиолы и сланцы, 8 — группа верхних риолитов, 9 — глинистые сланцы с *Didymograptus murchisoni*, 10 — плитняки лавдейло. Пунктирная линия — кровля лавирны, точка-пунктир — границы средней толщи, точечная линия — граница спилитов

Рассмотрим, для примера, строение Фишгардской вулканической серии (ланвирн), развитой в северной части Пемброкшира¹. Строение ее было прослежено на протяжении 10 км, от полуострова Страмбл Хэд на севере до г. Фишгарда на юге (см. рис. 2). Эта серия состоит из трех толщ, мощность которых резко меняется в пределах указанной площади (рис. 6).

Нижняя толща образована риолитами, достигающими на северо-западе 180 м, в центральной части района — 245 м, а на юго-востоке — 76 м (здесь в ней много туфов).

Средняя толща состоит главным образом из подушечных спилитов, причем пространство между подушками заполнено яшмовидной кремнистой породой; в небольшом количестве присутствуют спилитовые конгломераты, шлаковые туфы и кремнистые туффиты. На севере, вблизи главного центра эрупции, мощность спилитов превышает 900 м, а на расстоянии менее 10 км к востоку, вблизи г. Фишгарда, от них остается всего лишь один небольшой поток, и толща замещается темными сланцами и адинолами, не превышающими по мощности 200 м.

Верхняя толща имеет риолитовый состав. Лучший разрез ее известен в районе г. Гудуика. Здесь она очень мощная и состоит из чередования риолитов, агломератов и тонких туфов; сверху развиты темные пиритоносные пеплы. Верхняя риолитовая толща, подобно нижней, уменьшается в мощности как к востоку, так и к западу, где резко возрастает мощность разделяющих эти толщи спилитов.

В северном и южном направлении вулканические породы очень быстро выклиниваются, замещаясь пепловыми сланцами и аргиллитами.

Осадочно-вулканические серии района Билт

Наиболее восточные выходы вулканических толщ, относящиеся уже к краевой части геосинклинали, известны в районе Билт (см. рис. 1, 2), где они сосредоточены главным образом в ланвирне. Структурное положение района сказалось на характере отложений.

Ландейльский ярус представлен фациально изменчивыми породами, среди которых присутствуют прибрежные осадки и отмечаются несогласия и перерывы.

Особенно интересен разрез верхней части яруса, где выделены три серии: «Билт», «Ньюмид» и «Риолитовые туфы»².

Серия Билт несогласно залегает на различных слоях нижнего ланвирна и состоит из следующих пород (см. рис. 3):

	Мощность, м
1. Агломераты и туфы красные и зеленые, известковистые	
2. Туфы серые, тонкозернистые, переслоенные темными сланцами с градежтолитами (зона <i>Didymograptus murchisoni</i>)	
Общая мощность пород (§ 1,2) меняется от 90 до 280 м.	
3. Туфы полевошпатовые, грубозернистые, с галькой эффузивных пород и сланцев	до 75
4. Валунные спилитовые туфы	
5. Нижние и верхние спилиты, разделенные пластом (9 м) конгломерата, состоящего из округлых фельзитовых галек, заключенных в туфовом матриксе	210
6. Кератофиры, их брекчии и туфы. (Местами породы нацело размыты)	75

¹ Характеристика серии дается по работе Г. Е. Томаса и Т. Х. Томаса (Thomas G. E., Thomas T. H., 1956).

² Характеристика разреза дана по О. Т. Джонсу и У. Ж. Пью (Jones, Pugh, 1941, 1949).

Серия Ньюмид имеет следующий разрез:

Мощность, м

7. Серые полевешпатовые песчаники, иногда косослоистые, с прослоями конгломератов. Последние состоят из пород серии Билт, и среди них особенно много кератофировых галек. Местами в песчаниках верхней части пачки обильны остатки брахиопод, трилобитов и пелеципод . . . от 0 до 100

8. Пиритоносные полевешпатовые песчаники с пластами конгломератов от 0 до 50

Обе серии развиты на юге района, причем породы верхней из них несогласно залегают на различных горизонтах серии Билт, выполняя глубокую эрозионную депрессию (рис. 7).

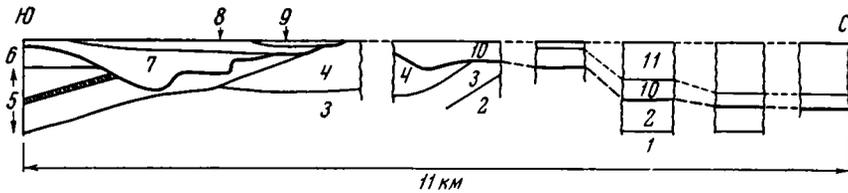


Рис. 7. Меридиональный профиль, иллюстрирующий соотношение слоев серии Билт (1—6) и Ньюмид (7—9) к северу от г. Билт (цифры на профиле соответствуют номерам слоев в приведенном разрезе; см. текст стр. 56—57)

В северном направлении серия Ньюмид быстро исчезает, и на нижних горизонтах серии Билт несогласно залегают 50-метровая толща риолитовых туфов и пеплистых аргиллитов (см. рис. 7, 10). Далее к северу эта толща уменьшается в мощности и над ней появляются сланцы с граптолитами зоны *Didymograptus murchisoni* (см. рис. 7, 11). Осталось неясным, синхронны ли риолитовые туфы и сланцы всей серии Ньюмид или они представляют собой ее верхнюю часть. В последнем случае отсутствие на севере пород серии Ньюмид можно объяснить особенностями древнего рельефа. Северный участок мог быть сильнее приподнят в «послебилтское» время, глубже эродирован в субэразальных условиях, и осадки нового затопления (породы «Ньюмид») проникли сюда позднее.

Заслуживает внимания факт, что большая часть физикогеографических изменений в районе Билта произошла в интервале времени, представленном всего лишь одной граптолитовой зоной.

Приведенные материалы не исчерпывают всего многообразия вулканических комплексов формации, но, вероятно, их достаточно, чтобы дать представление о размахе и характере вулканизма.

ОСАДОЧНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Среди отложений, в которых резко преобладают осадочные и вулканогенно-осадочные породы, различаются более грубообломочные, песчаные комплексы, местами содержащие конгломераты, и комплексы существенно глинистые. Первые имеют подчиненное значение, вторые резко преобладают и вместе с вулканическими породами определяют облик всей формации.

Существенно песчаные комплексы

Относительно грубые терригенные отложения повсеместно распространены в нижнем арениге, слагая базальный комплекс формации, осадки которого возникли при развитии морской трансгрессии. Кроме того, эти отложения характерны для ландейльского яруса, где их появление связано с моментом общего обмеления бассейна. В остальных подразделениях ордовика они встречаются локально и имеют небольшую мощность.

Базальный комплекс образован полимиктовыми конгломератами, слюдисто-кварцевыми песчаниками (преобладают), алевролитами и глинистыми сланцами, среди которых встречаются пласты известняков, богатых остатками бентосной фауны. Комплекс очень изменчив по составу и мощности, но в строении его наблюдается следующая закономерность. Как правило, в нижней части развиты более грубые породы: конгломераты (обычно небольшой мощности) и крупнозернистые серые или коричневатые песчаники, массивные, косослоистые, обычно хорошо сортированные; эти породы местами имеют большую мощность и почти целиком слагают комплекс, а местами образуют лишь маломощную пачку и сверху сменяются чередованием мелкозернистых песчаников и глинистых сланцев с граптолитами. Такое строение комплекса отражает нарастание морской трансгрессии. Наибольшую мощность и особенно грубый состав базальные отложения имеют на западе (остров Англси), что указывает на близкое расположение в этом направлении источника сноса.

Во многих районах нижеаренигские слои обогащены пирокластическим материалом; последний присутствует в виде лито- и кристаллокластической примеси в песчаниках и образует самостоятельные слои, резко выделяющиеся светлым цветом среди темных осадочных пород.

Мощность базального комплекса меняется в больших пределах; местами она менее 50 м, а иногда достигает 300—400 м (Сноудон) или даже 900 м (остров Англси).

В ландейльском ярусе наиболее характерны два песчаных комплекса. Один из них — известняково-песчаный — относится к юго-восточной части геосинклинали, другой — конгломератово-песчаный (слои Гвэстэднэнт) — развит в западной ее части, в районе Сноудон.

Известняково-песчаный комплекс хорошо обнажен у г. Ландейло, где мощность его достигает 750 м. В нижней части он состоит из грубых песчаников, а в верхней — из сильно известковистых песчаников и известняков, содержащих обильные остатки трилобитов, брахиопод, криноидей, кораллов, губок. В западном направлении отложения существенно меняются. Нижние песчаники становятся все более мелкозернистыми, и на их уровне появляются пирокластические породы — пеплы Азафус (около 25 м), главная же часть ландейльских осадков переходит в относительно глубоководные глинистые сланцы с граптолитами (150 м).

Конгломератово-песчаный комплекс Гвэстэднэнт образован зелеными, серыми и розоватыми песчаниками, в нижней части более мелкозернистыми, сверху переходящими в грубые разности, местами с примесью гальки и прослоями конгломератов. Песчаники существенно кварцевые с серицитово-хлоритовой связующей массой. В некоторых разрезах они обогащены пирокластическим материалом и содержат гальки кератофигов.

Органические остатки здесь немногочисленны и представлены только раковинами ортисов.

В породах отчетливо выражена слоистость, часто потоковая, обусловленная чередованием более или менее грубых разностей, а также слоев, богатых хлоритом и карбонатом.

Во время формирования комплекса Гвэстэднэнт в Сноудонском районе произошло несколько риолитовых излияний, причем лавы подверглись быстрой денудации и остатки размытых куполов и потоков сохранились среди песчаных отложений.

Песчаники из района Сноудон прослеживаются на юго-восток, достигая г. Бала. В районе залива Конуэа, на острове Англси и полуострове Ллейн, они отсутствуют. Предполагается, что песчаный материал приносился течениями с островной суши (геоантиклинали), располагавшейся где-то между островом Англси и полуостровом Ллейн (Shackleton, 1953).

Все три рассмотренных комплекса характеризуются преобладанием относительно грубых терригенных отложений, повышенной известковистостью и присутствием остатков бентосной фауны.

Структурно-текстурные особенности пород указывают на мелководные условия их образования. В нижнем арениге такие условия господствовали повсеместно, а в ландейльском веке они существовали лишь местами, преимущественно в крайних частях бассейна.

Существенно глинистые комплексы («Фация граптолитовых сланцев»)

За исключением базального комплекса, глинистые толщи развиты во всем разрезе ордовика, появляясь во второй половине аренига («тетраграптоусовые сланцы») и приобретая особенно широкое распространение в ланвирне («бифидусовые и мурчисоновые сланцы»). В ландейло они заметно отнесаются мелководными известняково-песчаными осадками, а в карадоке снова становятся доминирующими осадочными образованиями.

Рассматриваемые глинистые отложения представлены двумя главными типами, которые коротко можно определить как аргиллитовый (mudstones) и сланцевый (shales) комплексы.

Аргиллитовый комплекс образован серыми и голубовато-серыми массивными или плитчатыми (slates) аргиллитами. Спорадически встречаются граптолиты, но часто мощные толщи пород почти лишены остатков фауны. В одних разрезах аргиллиты содержат алевритовую примесь и чередуются с прослоями алевролитов и песчаников, причем иногда здесь появляются и прослой известняков, в других же — среди аргиллитов развиты темные сланцы и тонкие прослой кремней.

Во многих районах среди рассматриваемых отложений развиты пласты и пачки туфов и сами аргиллиты местами содержат примесь пепла и сменяются как в разрезе, так и латерально туфами. Так, например, в ландейльском ярусе хребта Кадер Идрис массивные туфы вверх по разрезу быстро переходят в пеплистые аргиллиты, которые покрываются обычными аргиллитами. Для района Трефрива описан латеральный переход агломерата в сильно хлоритизированный пемзовый туф, который в свою очередь сменяется аргиллитами. Последние состоят в основном из хлорита, в массе которого много мелких зерен кварца и полевого шпата, а также эпидота.

Таким образом, пространственно аргиллиты часто бывают тесно связаны с туфами. Если мы вспомним, что в Крафнэнтской серии среди аргиллитов присутствуют карбонатные конкреции, в которых прекрасно сохранилась первичная пепловая структура осадка, то можно заключить, что связь между аргиллитами и туфами не только пространственная, но и генетическая. Очевидно, рассматриваемые аргиллиты имеют сложное происхождение и, кроме терригенной составляющей, в них присутствуют хлорит и глинистые минералы, возникшие в результате изменения тонкого пепла.

Сланцевый комплекс представлен многими характерными толщами (тетраграптоусовые, бифидусовые сланцы и др.). Основная составляющая этих толщ — черные и коричневые, реже голубоватые, довольно мягкие глинистые сланцы, чистые или алевритистые, нередко с пеплом. Породы обычно обогащены пиритом, в некоторых районах образующим рудные скопления. Многие сланцы переполнены граптолитами.

Местами рассматриваемые отложения выражены монотонными глинистыми толщами, а местами это однообразие нарушается присутствием прослоев и пачек пирокластических пород: белых, розовых, зеленых и

темных тонкозернистых риолитовых пеплов, полевошпатовых туфов с лапиллями или даже агломератов.

Аргиллитовый и сланцевый комплексы и по составу, и пространственно тесно связаны между собой. В обоих преобладают глинистые осадки, только в первом они сильнее и чаще загрязнены песчано-алевритовым и пепловым материалом, а во втором наблюдается большее содержание органического вещества (судя по окраске) и пирита.

К сожалению, в литературе нет данных о минеральных и петрографических особенностях обоих типов отложений, но, очевидно, «аргиллитовые фации», содержащие больше пепловой составляющей, формировались ближе к активным вулканическим центрам. Вероятно, с обильным поступлением тонкой пирокластики связана и скудность граптолитовых остатков.

О НЕКОТОРЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ КОНЦЕНТРАЦИЯХ

Специальные фациально-геохимические исследования осадочных пород Уэльса, по-видимому, не проводились, но сведения о некоторых минеральных концентрациях можно почерпнуть из региональных работ. Рассмотрим коротко особенности распределения аутигенного кремнезема, марганца, титана, фосфора и железа.

Кремнезем. Несмотря на исключительно активный вулканизм, химико-биогенных кремнистых пород в ордовике Уэльса мало и в их размещении наблюдается определенная закономерность: как только в том или ином районе появляются спилиты, им сопутствуют кремнистые образования. Кремнезем выполняет пространства между лавовыми подушками и образует самостоятельные прослои в спилитовых толщах среднего ордовика (хребет Кадер Идрис, Фишгардская серия). Характерно, что в тех же разрезах, но в толщах кислого и среднего состава, осадочные кремнистые породы не отмечаются. Несомненно, указанную особенность в распределении седиментационного кремнезема надо понимать только как тенденцию. Кремнезем присутствует и за пределами ареалов развития спилитов. Небольшие кремнистые прослои указываются среди некоторых сланцевых толщ, а конкреции отмечаются в железорудных горизонтах, однако в целом осадочные толщи бедны химико-биогенными кремнистыми породами.

Такая геохимическая особенность ордовикских отложений, по-видимому, определяется характером вулканизма. Весь комплекс рассмотренных вулканических образований нельзя связывать с типичным офиолитовым магматизмом, который неизменно сопровождается обильным поступлением кремнезема в зону седиментации. И по составу вулканических образований, и по набору осадочных пород ордовик Уэльса резко отличается от вулканогенно-кремнистых формаций, таких, как спилитово-яшмовые или диабазово-фтанитовые.

В геосинклинали Уэльса преобладали андезитовые и особенно риолитовые продукты, подводные же излияния основных (спилитовых) лав происходили лишь местами. Кроме того, эрупции здесь отличались высокой explosивностью, что приводило к выносу в бассейн огромных масс вулканокластического материала; обилие последнего должно было подавлять хемогенную седиментацию, и это, возможно, явилось дополнительной причиной низкой первичной кремнистости осадков.

Марганец. Марганцевая минерализация невысокая, отмечается в нескольких районах. В прошлом некоторые месторождения разрабатывались. Руды — пиролюзитовые; в метаморфизованных толщах основной марганцевый минерал — спессартин.

Как правило, оруденение связано с массивными тонкозернистыми витрическими туфами риолитового состава. Некоторые из них представляют

собой отложения раскаленных пепловых лавн. Кроме того, руды встречаются в туфогенных аргиллитах.

Несколько необычно марганцепроявление в ландейльском ярусе Сноудона. Здесь в 180-метровой толще (Talgau), состоящей из нескольких потоков кератофилов и натровых риолитов, присутствуют прослои (до 15 м) грубых туфогенных песчаников со спессартином. Местами песчаники метаморфизованы, превращены в сланцы и в них много мелких светлых кварцевых и спессартиновых линзочек, заключенных в матриксе, обогащенном магнетитом. Эти породы считаются метаморфизованными бескарбонатными вулканогенными осадками, первично обогащенными марганцем, и их сравнивают с породами Гондитовой серии (Williams, 1927).

Титан. Повышенная концентрация титана отмечается в Сноудонской серии и приурочена к сильно хлоритизированным шлаковым туфам основного состава. Титанистые минералы представлены ильменитом, рутилом, реже перовскитом и сфеном. Минералы эти встречаются как в матриксе (ильменитовая пыль и сфен), так и в шлаковых фрагментах. Пористые лапилли иногда насыщены ильменитом и имеют черную окраску, а иногда образованы палагонитом, неравномерно осветленным вследствие сегрегации глобуль ильменита и иглолечек рутила.

О химическом составе туфов и содержания в них титана дает представление таблица, где приводятся также результаты анализа андезитового базальта, синхронного туфам.

Повышенное содержание титана (лейкоксен) отмечено также в глинах, венчающих карадокский ярус в районе Конвея и залегающих выше мощной вулканической серии. Состав глин иллитовый, и они содержат примесь хлорита, мелких угловатых обломков кварца и альбита, а также шлаковых фрагментов. Эти глины считаются продуктом изменения пеплов, и, кроме обогащения титаном, в них отмечаются повышенные содержания Ва, Zr и Rb (Wood, Harper, 1962).

Таким образом, заметная концентрация титана связана с основными витрическими туфами и продуктами их разложения (туфогенными глинами). Форма нахождения титанистых минералов позволяет считать, что первоначально титан входил в состав вулканического стекла и уже при постседиментационных преобразованиях, в частности при девитрификации, испытывал перемещение и перекристаллизацию.

Таблица

Химический состав пород с повышенным содержанием титана, %

Порода	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	BaO	S
Шлаковый туф, богатый рутилом	44,7	15,77	1,78	12,84	14,45	0,44	0,08	Сл.	7,85	0,26	0,0	0,96	0,18	0,54	0,0	0,11
Шлаковый туф, богатый марганцовистым ильменитом	48,54	12,67	1,99	9,65	9,93	0,95	2,72	1,52	5,65	0,22	0,0	4,19	0,49	1,54	0,1	0,03
Шлаковый туф	46,88	13,27	2,46	8,65	7,41	10,23	2,73	0,57	3,25	0,0	0,30	3,45	0,25	0,38	0,0	0,33
Андезитовый базальт	46,07	17,94	1,67	8,39	8,32	8,24	3,06	0,69	3,47	0,30	0,0	1,63	0,11	Сл.	Сл.	Сл.

Фосфор. Промышленные месторождения фосфоритов в Уэльсе отсутствуют, но местами встречаются небольшие фосфоритовые прослои и скопления конкреций. Отмечаются они как в песчаниках, так и в сланцевых фациях, как в породах, обогащенных пирокластикой, так и там, где она незаметна. Характерно присутствие фосфоритовых конкреций в железорудных горизонтах, причем иногда здесь же развиты и кремнистые стяжения. Без специальных геохимических исследований нельзя понять, что определяло здесь накопление фосфатного вещества и какова при этом роль вулканических продуктов. Некоторые косвенные данные (связь с кремнеземом и железом) могут наводить на мысль, что фосфаты выносились в бассейн в составе эксгальций, однако достоверных доказательств этого пока нет.

Железо. Рассматриваемая формация принадлежит к числу железорудных. Рудные залежи здесь маломощны и имеют небольшую протяженность, но их много и они располагаются на большой площади. Характеристика руд, вопросы их генезиса и размещения рассмотрены Л. Н. Формозовой (1962). Имея в виду эту работу, я очень кратко останавливаюсь на распределении железа.

Руды представлены различными минеральными видами, но преобладают пиритные и хлоритовые.

Пирит, как мы видели, является существенной составной частью многих глинистых сланцев и аргиллитов, отмечается в полевошпатовых песках и риолитовых туфах. Встречается он в виде тонкой вкрапленности, конкреций, оолитов и сплошной массы.

Осадки, обогащенные пиритом, развиты в различных ассоциациях пород, в том числе и в таких, где преобладают основные вулканы, но особенно много пирита среди глинистых отложений, синхронных риолитовым эрупциям. Сами пиритоносные глины нередко содержат примесь кислого пепла, они чередуются с туфами и латерально их замещают. Известны толщи, в которых над риолитом лежат агломераты и грубые туфы, сменяющиеся выше тонкими пиритоносными пеплами.

Как отмечалось, в пиритоносных сланцах иногда присутствуют фосфоритовые конкреции, а изредка в рудах отмечается небольшое количество халькопирита.

По всем признакам пиритные руды Уэльса относятся к тому эксгальциционно-седиментационному типу, который был подробно рассмотрен Х. Офтедалем (Ofte Dahl, 1958). Этот исследователь связывает происхождение таких руд с поступлением в морской бассейн большого количества металлоносных вулканических газов, сопровождающих кислый взрывной вулканизм. Я не буду излагать аргументы, очень убедительные, приводимые Х. Офтедалем в пользу развиваемой им гипотезы, скажу только, что в последнее время она получила существенное подкрепление работами И. И. Гуценко (1963). Этот исследователь показал, что при определенном типе извержений на тонко раздробленных пепловых частицах сорбируется ряд элементов (в том числе железо), заимствованных из газовой фазы эрупций. Интересно также, что сорбированная пленка обычно состоит из сульфидов железа, указывающих на присутствие в фумаролах сероводорода.

В последующей истории пирокластики происходит десорбция, и железо поступает в общий баланс седиментационно-диагенетических продуктов. Хотя И. И. Гуценко изучал наземные пеплы и не кислого состава, работы его важны для рассматриваемого случая, во-первых, с точки зрения возможного механизма выноса вулканогенного железа и, во-вторых, как прямое доказательство обилия металлоносных газов при взрывных извержениях. Вероятно, в ордовикский бассейн Уэльса железо могло поступать и в сорбированном виде на пепловых частицах, и непосредственно в составе эксгальций.

Хлоритовые оолитовые руды — наиболее распространенный в Уэльсе тип руды. Они были подробно рассмотрены Л. Н. Формозовой (1962), и останавливаться на их характеристике я не буду. Отмечу лишь, что эти руды, в отличие от пиритных, пространственно связаны с основными вулканическими породами. В районе хребта Кадер Идрис, например, рудный горизонт отделен от мощной спилитовой толщи всего лишь несколькими дюймами темных сланцев, причем между всеми этими породами нет признаков перерыва. В районе г. Ллуингвилл (к юго-востоку от г. Догелли) группа основных вулканитов, состоящая из спилитов и сильно хлоритизированных основных туфов, непосредственно покрывается темными аргиллитами с обильными хлоритовыми оолитами (руда). Как и во многих других вулканогенно-осадочных формациях, руды здесь часто лежат выше вулканических толщ.

Некоторые английские геологи связывали формирование ордовикских руд с вулканической деятельностью, в частности с подводным излиянием пиллоу-лав (Сох, 1925). Обоснованием этому было главным образом частое сонахождение тех и других. Новые доказательства в пользу вулканогенно-осадочной природы этого типа руд получены Л. Н. Формозовой из сравнительного анализа древних и молодых железорудных формаций, и нельзя оспаривать сделанный ею вывод о генетической связи ордовикских хлоритовых руд с основным вулканизмом.

Приведенные материалы, конечно, недостаточны, чтобы раскрыть все особенности происхождения минеральных накоплений в отложениях рассматриваемого бассейна, однако они дают представление о влиянии вулканических процессов на концентрацию некоторых компонентов. Наиболее четко это выражено, как мы видели, в отношении железа, марганца и титана.

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

Взгляды на характер ордовикского бассейна Уэльса можно свести к двум основным концепциям. Согласно первой, которая долгое время господствовала, территория Уэльса в ордовике представляла собой троговый бассейн, одна береговая линия которого располагалась вдоль восточной окраины Уэльса, другая — на острове Англси или в Ирландском море. В бассейне различались две фаціальные зоны: мелководная, с известково-песчаными осадками, прилегавшая к восточной суше, и глубоководная, суббатинальная, с глинистыми илами, охватывающая остальную, большую часть рассматриваемой территории; граница между этими зонами периодически мигрировала в ту или другую сторону (Smith, George, 1948). Такой взгляд на характер бассейна согласовался с представлением о прогрессивном погружении Уэльского прогиба в течение ордовика, и хотя приводились доказательства ордовикских тектонических движений, большого значения им не придавалось.

Согласно второй концепции, бассейн обладал сложным, расчлененным рельефом и представлять его в виде простого трогового моря нельзя. Хотя действительно вдоль восточного края бассейна располагалась наиболее мелководная зона, но и в остальной его части было много отмелей и островов. Существует даже взгляд, что это был не один, а несколько бассейнов — мелких и крупных, более или менее изолированных один от другого (Boswell, 1961). Такое представление едва ли может быть принято, так как однообразный тип осадков и облик фауны говорят о едином нормально морском бассейне. Вместе с тем несомненно, что морфология последнего была сложной. Об этом свидетельствуют многочисленные локальные перерывы, отмечаемые выпадением палеонтологических зон, быстрая латеральная изменчивость осадков и перемык пирокластических

накоплений. Открытие в разных районах Уэльса игнимбригов (Beaven e. a., 1960), образование которых вулканологи связывают только с наземными извержениями, укрепило представление о существовании временных, довольно обширных участков суши. О том же свидетельствует присутствие в зоне развития «граптолитовых фаций» вулканов с сильным взрывным типом извержений (Аренигский вулкан).

Между отмелями и островами располагались депрессионные, относительно глубокие участки, где происходило спокойное накопление толстых глинистых илов, которые иногда относятся к осадкам «эвксинского типа» (Williams, Bulman, 1934).

В целом ордовикское море Уэльса можно характеризовать как море депрессионно-островного типа.

Такая морфология бассейна в значительной степени определялась тектоникой. Он располагался в пределах Англо-Уэльской геосинклинали — краевой структуры Каледонской геосинклинальной системы Британских островов. На западе эта структура была ограничена внутренним поднятием, а на востоке примыкала к устойчивой области, скорее всего представлявшей собой западный угол Восточно-Европейской платформы (Богданов, 1962). Может быть, такое «приплатформенное» положение геосинклинали обусловило ее специфику. Это не был простой прогиб. Его внутреннее строение отличалось сложностью, «раздробленностью». Отдельные участки здесь опускались быстрее других, что, наряду с вулканизмом, способствовало развитию подводного рельефа и привело к быстрому латеральному изменению мощностей и фаций. Хорошей иллюстрацией этому могут служить разрезы нижнего и среднего ордовика хребта Кадер Идрис и гор Аренига (см. рис. 5). Как указывалось, в первом районе отложения вдвое мощнее, чем во втором, и при этом представлены более глубоководными фациями, что возможно лишь при резко различной амплитуде погружений. Характерно, что оба упомянутых района расположены в пределах одной вулканической полосы, имеющей каледонское направление. Иначе говоря, границы некоторых конседиментационных нарушений проходили почти перпендикулярно общему простиранию геосинклинали.

Возникновение в ордовике ряда крупных тектонических структур, местные угловые несогласия и перерывы указывают, что ордовикская история Уэльса представляла собой тектонически активный этап развития геосинклинали.

Структурным положением Уэльса, возможно, объясняется и специфика магматизма, необычного для ранней стадии геосинклинального развития. Некоторые английские исследователи (Read, 1961; Boswell, 1961) справедливо обращают внимание на то, что ордовикский магматизм здесь нельзя безоговорочно относить к «офиолитовому типу», так как спилиты даже при ранних вулканических проявлениях здесь подчинены средним и кислым продуктам известково-щелочной магмы, а серпентиниты вообще отсутствуют.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФОРМАЦИИ

Подводя итог изложенному, посмотрим, что же представляет собой формация в целом, каковы особенности ее состава и строения.

Вещественный состав формации определялся главным образом поступлением вулканического и терригенного материала; химико-биогенные накопления при этом имели подчиненное значение.

Вулканические породы представлены всей серией дифференциатов от базальтов до риолитов, и среди них много как эффузивных, так и вулканокластических пород. Характерно, что главная масса риолитов принадлежит к разностям, где калий преобладает над натрием. Среди

рыхлых продуктов встречается грубый материал разного состава, но главная масса пирокластики — это мелко- и тонкозернистые кристаллические и витрические, преимущественно кислые пеплы.

Осадочные породы довольно разнообразны, если рассматривать их с точки зрения происхождения исходного материала. Среди них различают терригенные, вулканогенные и химико-биогенные отложения.

Терригенные породы представлены всеми гранулометрическими классами, но преобладают глины. Питание терригенным материалом отличалось некоторым своеобразием. «Большая суша» (если исключить из рассмотрения базальный комплекс) поставляла тонкий глинистый и лишь эпизодически песчаный материал. Основная же часть грубых осадков принадлежит к категории вулканотерригенных, так как возникла от размыва местных вулканических построек.

Вулканогенно-осадочные породы представлены двумя главными типами: туффитами и туфогенными породами. Первые состоят из смеси терригенного и пирокластического материала. Вторые образованы материалом вулканического происхождения, но настолько переработанным в поверхностных условиях, что слагаемые им слои приобрели облик настоящих осадочных образований.

Среди пород второго типа различаются песчаники, которые, судя по имеющимся описаниям, можно считать возникшими от перемыва существенно кристаллических пеплов (туфогенные песчаники), и аргиллиты, представляющие собой продукт постседиментационного изменения тонкого витрического материала (туфогенные аргиллиты). Следует отметить, что основной составной частью многих кристаллических пеплов здесь являются полевые шпаты, среди которых большую роль играет ортоклаз. Песчаники, возникшие от перемыва таких пеплов, относятся к категории полевошпатовых, и многие из них согласно номенклатуре, принятой в осадочной петрографии, могут определяться как туфогенные аркозы.

Химико-биогенные породы имеют подчиненное значение в формации, и среди них различаются кремнистые породы и известняки. Первые тяготеют к местам развития спилитов; это обстоятельство позволяет предполагать вулканический источник кремнезема. Вторые (известняки) появляются локально и связаны с установлением мелководных условий; при этом, однако, надо иметь в виду, что далеко не всегда обмеление отмечается их присутствием.

Строение формации сложное и «неупорядоченное». Это объясняется прежде всего тем, что главные источники материала (вулканы) располагались внутри площади распространения самой формации и с течением времени одни из них прекращали существовать, другие возникали на новом месте. Если представить себе формацию в виде геологического тела, то вулканические комплексы будут располагаться в нем в виде крупных неправильных, часто асимметричных линз, залегающих в разных местах на разных уровнях. При этом мощность таких линз больше, чем мощность синхронных им осадочных комплексов.

На сложность строения формации повлияла и палеогеографическая обстановка: расчлененность рельефа отразилась в большой пестроте фаций.

* * *

Изложив сведения об ордовике Уэльса, взятые из различных работ, посмотрим, что же они дают для выяснения влияния вулканизма на седиментацию и установление основных типов вулканогенно-осадочных формаций. Само собой очевидно, что любая формация может дать лишь материал к решению проблемы, требующему накопления и сравнительного анализа данных по разным формациям.

В рассмотренном примере ярко выступает роль вулканических продуктов в формировании механических осадков. Многочисленные извержения поставляли огромное количество пирокластики, послужившей исходным материалом для многих осадочных пород. Минеральный состав целой группы песчаников (туфогенные аркозы) был обусловлен составом продуктов вулканических выбросов. Тонкий витрический материал участвовал в формировании глин. Туфогенные глины, как выясняется, играют в палеозойских геосинклинальных формациях большую роль, чем считалось раньше. Можно напомнить в этой связи, что сейчас, например, твердо установлена туфогенная природа некоторых девонских и ордовикских аргиллитов на Южном Урале (Хворова, Дриц, 1963; Гаврилов, 1964).

Влияние вулканизма сказалось также на геохимической характеристике осадков, в частности на концентрации в них некоторых элементов (Mn, Ti) и на образовании многочисленных рудных скоплений железа. Мы видели, что формации бедны известняками и мощные толщи пород содержат незначительное количество карбонатной примеси или даже лишены ее. По-видимому, это тоже обусловлено вулканической деятельностью. Обилие кислых вулканических газов могло понижать концентрацию водородных ионов придонной воды и затруднять карбонатообразование.

Рассмотренная формация принадлежит к морским представителям вулканогенно-мелочной группы. Последняя включает разнообразные формации, и в ней уже сейчас можно наметить две основные подгруппы.

Одна из них объединяет формации с большим количеством грубообломочных пород: агломератов, туфов псаммитовой размерности, туфогенных и вулканомиктовых конгломератов и песчаников. Тонкие туфы и туффиты имеют подчиненное значение, а туфогенные аргиллиты отсутствуют или их очень мало. Примером таких формаций могут служить ирендыкская и улутауская свиты на Южном Урале, павдинская свита на Среднем Урале и многие другие.

Вторая подгруппа включает формации менее грубого состава, в них существенное место занимают аргиллиты и глинистые сланцы, среди которых много туфогенных разностей. К этой подгруппе, которую коротко можно определить как «вулканогенно-аргиллитовую», или «вулканогенно-сланцевую», принадлежит, например, арениг-ландейльский осадочно-вулканический комплекс западного склона Южного Урала (Гаврилов, 1965). Большая часть осадочных пород в нем представлена туфогенными аргиллитами. К этой же подгруппе следует отнести и рассмотренную формацию Уэльса.

По обилию туфогенных хлоритово-гидрослюдистых аргиллитов последняя сходна с Уральским арениг-ландейльским комплексом, но резко отличается от него некоторыми геохимическими особенностями, сказавшимися и на внешнем виде осадочных пород. В Уэльсе это — черные и серые аргиллиты и сланцы, на Урале — красные и зеленые аргиллиты. Цвет пород определяется формами железа и содержанием углерода. В Уэльсе осадки обогащены углеродом и в них преобладает пирит и лептохлориты; на Урале они безуглеродистые и основным железистым минералом является гематит. В этом отношении сравниваемая пара формаций имеет сходную пару в вулканогенно-кремнистой группе, где тоже известны темноцветная формация — диабазово-фтанитовая и красноцветная — спилитово-яшмовая.

Таким образом, Уэльская вулканогенно-сланцевая формация находит определенное место в системе вулканогенно-осадочных формаций.

- Богданов А. А. О некоторых проблемах тектоники Европы Ст. 2.— Вестн. Моск. ун-та, геол., 1962, № 2.
- Гаврилов А. А. Ордовикские туфогенные аргиллиты Южного Урала.— Докл. АН СССР, 1964, 156, № 6.
- Гаврилов А. А. Ордовикский вулканогенно-осадочный комплекс на Южном Урале.— Литология и полезн. ископ., 1965, № 3.
- Гущенко И. И. Состав молодых континентальных вулканических толщ и условия выноса группы железа. В кн.: Шестое Всесоюзное литологическое совещание. Тезисы докладов. Тбилиси, Изд-во АН ГрузССР, 1963.
- Формозова Л. Н. Формационные типы месторождений оолитовых железных руд. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 3, М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Формозова Л. Н. Условия образования оолитовых железных руд в нижнем палеозое и докембрии. В кн.: Варенцов И. М., Формозова Л. Н. Осадочные руды железа и марганца (опыт геохимического и формационного исследования). Труды ГИН, вып. 70, 1962.
- Хворова И. В., Дриц В. А. Вулканогенные аргиллиты в девоне Актюбинского Приуралья.— Докл. АН СССР, 1963, 149, № 3.
- Ager D. V. *Introducing geology*. London, 1961.
- Beaven R. V., Fitch F. J., Rast N. *Nomenclature and diagnostic characters of ignimbrites with reference to Snowdonia*.— *Liverpool a. Manchester Geol. J.*, 1960, 2, pt. 4.
- Boswell P. G. H. *The case against a Lower Palaeozoic geosyncline in Wales*.— *Liverpool a. Manchester Geol. J.*, 1961, 2, pt. 4.
- Cox A. H. *The geology of the Cader Idris Range*.— *Quart. J. Geol. Soc., London*, 1925, 81, pt. 4, N 324.
- Davies D. A. B. *The Ordovician rocks of the Trefrew district (North Wales)*.— *Quart. J. Geol. Soc., London*, 1936, 92, pt. 1, N 365.
- Fearn sides W. G. *On the geology of Arenig Fawr and Moel Llyfnant*.— *Quart. J. Geol. Soc., London*, 1905, 61, N 244.
- Jones O. T., Pugh W. J. *The Ordovician rocks of the Builth district*.— *A preliminary account. Geol. Mag.*, 1941, 78, N 3.
- Jones O. T., Pugh W. J. *An early Ordovician shore-line in Radnorshire near Builth Wals*.— *Quart. J. Geol. Soc., London*, 1949, 105, pt. 1, N 417.
- Kopstein F. P. H. *Graded bedding of the Harlech Dome*. *Diss. Groningen*, 1954.
- Matley C. A., Wilson T. *The Harlech Dome, North of the Barmouth Estuary*.— *Quart. J. Geol. Soc., London*, 1946, 102, pt. 1, N 405.
- Oftedahl Ch. *A theory of exhalative-sedimentary ores*.— *Geol. förening Stockholm förhandl.*, 1958, 80, H. 1, N 492.
- Pulfrey W. *The ore oolites and pisolites of North Wales*.— *Quart. J. Geol. Soc., London*, 1933, 89, pt. 4, N 356.
- Rast N. *Mid-Ordovician structures in South-Western Snowdonia*.— *Liverpool a. Manchester Geol. J.*, 1961, 2, pt. 4.
- Read H. H. *Aspects of the Caledonian magmatism in Britain*.— *Liverpool a. Manchester Geol. J.*, 1961, 2, pt. 4.
- Shackleton R. M. *The structural evolution of North Wales*.— *Liverpool a. Manchester Geol. J.*, (1953) 1954, 1, pt. 3.
- Shackleton R. M. *The stratigraphy of the Moel Hebog district between Snowdon and Tremadoc*.— *Liverpool a. Manchester Geol. J.*, 1959, 2, pt. 2.
- Smith B., George T. N. *British regional geology. North Wales*. London, 1948.
- Thomas G. E., Thomas T. H. *The volcanic rocks of the area between Fishguard and Strumble Head, Pembrokeshire*.— *Quart. J. Geol. Soc., London*, 1956, 112, pt. 3, N 447.
- Wells A. K. *The geology of the Rhobell Fawr district*.— *Quart. J. Geol. Soc., London*, 1925, 81, pt. 4, N 324.
- Williams H. *The geology of Snowdon (North Wales)*.— *Quart. J. Geol. Soc., London*, 1927, 83, pt. 3, N 331.
- Williams H., Bulman O. M. B. *The geology of Dolwyddelan Syncline (North Wales)*.— *Quart. J. Geol. Soc., London*, 1931, 87, pt. 3, N 347.
- Williams T. G. *The Pre-Cambrian and Lower Paleozoic rocks of the Eastern and of the St. Davids Pre-Cambrian Area, Pembrokeshire*.— *Quart. J. Geol. Soc., London*, 1934, 90, pt. 1, N 357.
- Wood D. S., Harper J. C. *Notes on a temporary section in the Ordovician at Conway, North Wales*.— *Liverpool a. Manchester Geol. J.*, 1962, 3, pt. 1.

Е. А. Соколова, Л. Н. Ботвинкина

**ОПЫТ ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА
РУДОНОСНЫХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
(на примере железорудного месторождения Джайрем
в Центральном Казахстане)**

Вулканогенно-осадочные формации представлены парагенезами пород, сформировавшимися в результате двух резко различных процессов: эндогенного и осадочного. В ходе осадконакопления оба эти процесса тесно переплетались, вследствие чего помимо собственно вулканических и осадочных пород возникали более сложные образования вулканогенно-осадочного и смешанного генезиса.

К группе смешанных пород мы относим образования, состоящие из генетически отличных компонентов: осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканических. Примером могут служить кремнистые известняки, состоящие из осадочного кальцита и вулканогенно-осадочного кремнезема; известняки с примесью пирокластического материала; глинистые фтаниты, состоящие из терригенного глинистого вещества и вулканогенно-осадочного кремнезема, и т. д.

Смешанные породы имеют ряд своеобразных черт, отражающих влияние вулканической деятельности на седиментацию, но раскрытию их специфики с этой точки зрения не уделялось достаточного внимания. Между тем изучение смешанных пород имеет, несомненно, и практический интерес, так как в ряде случаев к ним приурочены рудные концентрации. Однако установить природу руд и выработать обоснованные поисковые критерии часто бывает трудно до тех пор, пока не выяснена связь рудного компонента с какой-либо составляющей смешанной породы.

Авторы поставили задачу выяснить на конкретном примере, какое влияние оказывает вулканическая деятельность на общий ход седиментации и рудонакопления. Этот вопрос решается на основании фациального, текстурного и петрографического изучения пород. Опыт подобного комплексного исследования проведен на рудовмещающих толщах месторождения Джайрем (Атасуйская группа железо-марганцевых месторождений Центрального Казахстана). В основу работы положены материалы, собранные по этому месторождению Е. А. Соколовой, ею же дана общая геологическая характеристика и проведено петрографическое изучение пород. Л. Н. Ботвинкиной проведен фациальный анализ и изучение текстурных особенностей пород. Химические анализы пород сделаны в лаборатории ГИН АН СССР под руководством Э. С. Залманзон. При характеристике геологического строения месторождения Джайрем использованы материалы Н. М. Митряевой, А. А. Рожнова, Г. Н. Щербы (1962).

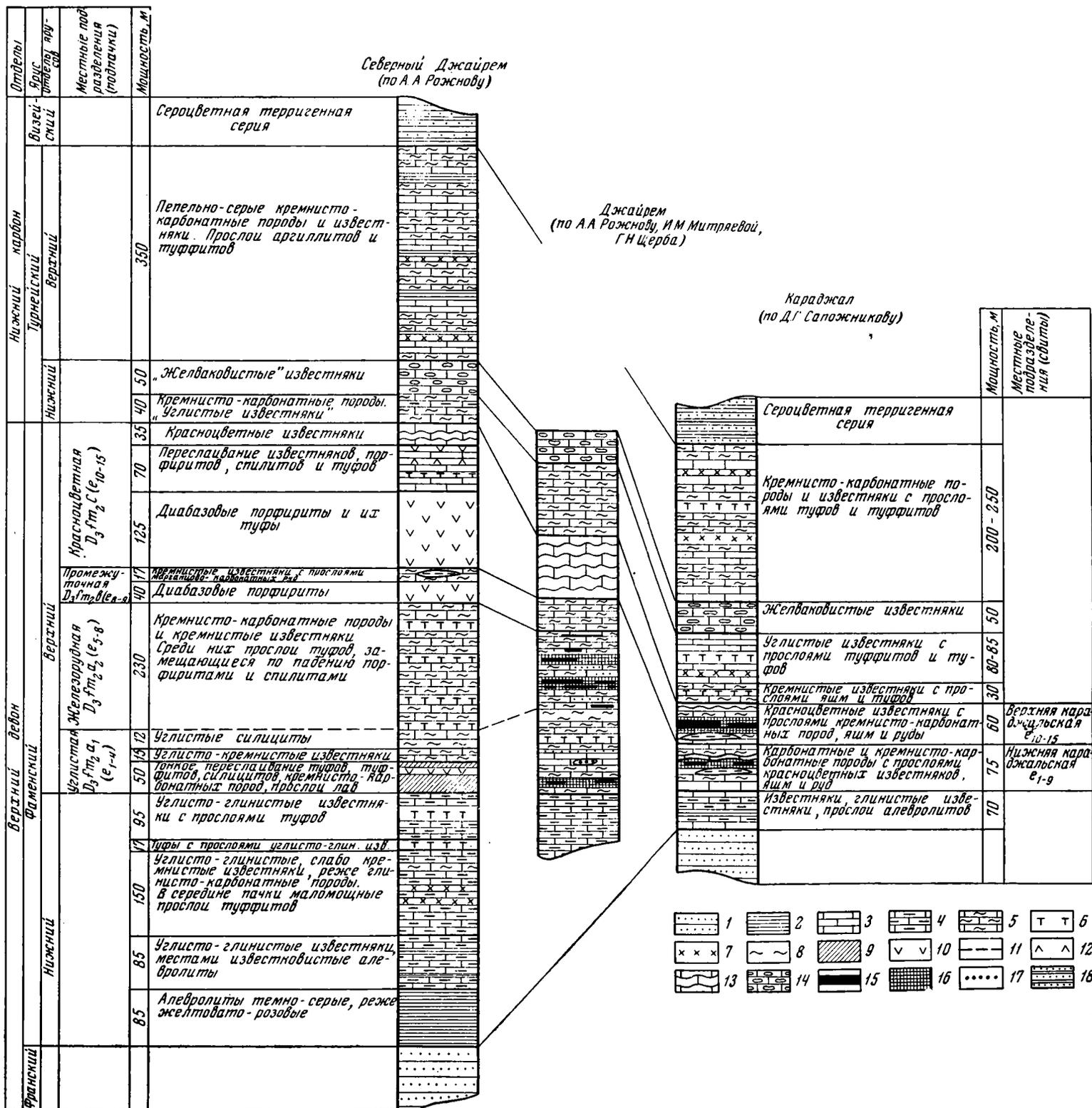


Рис. 1. Литологические колонки месторождений Джайрем и Караджал

1 — красноцветные алевролиты и песчааники, 2 — сероцветные алевролиты и аргиллиты, 3 — известняки, 4 — глинистые известняки и глинисто-карбонатные породы, 5 — кремнистые известняки, кремнисто-карбонатные и карбонатно-кремнистые породы, 6 — туфы алевритового состава, 7 — туффиты, 8 — силициты, 9 — тонкое переслаивание ту-

фов, туффитов, кремнистых пород, 10 — порфириты, 11 — марганцовые руды, 12 — спилиты; 13 — красноцветные известняки, 14 — «желваковистые» известняки, 15 — железные руды, 16 — яшмы, 17 — полиметаллические руды, 18 — сероцветные алевролиты и песча-
ники

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДЖАЙРЕМ

Месторождения Атасуйской группы, в том числе и железорудное месторождение Джайрем, приурочены к одной тектонической структуре — Джаильминской мульде. Ложем мульды служат эффузивные и вулканокластические толщи среднего и верхнего девона (франский ярус). Мульда выполнена морскими, преимущественно осадочными отложениями верхнедевонского и нижнекаменноугольного возраста, среди которых в пределах мульды были выделены три основных фациальных типа (Сokolova, 1958): 1) прибрежные отложения, представленные известняками с примесью терригенного материала и терригенными породами с известковым цементом; они имеют подчиненное значение в разрезе; 2) отложения открытого неглубокого моря нормальной солености — рифогенные известняки; они наиболее широко распространены в пределах Джаильминской мульды; 3) отложения относительно углубленных участков морского дна, возможно отвечающих межрифовым понижениям. К этому типу отложений относятся тонко- и мелкозернистые темные хомогенные известняки, а также целая гамма пород сложного глинисто-кремнисто-карбонатного состава.

Среди осадочных пород, выполняющих Джаильминскую мульду, структурно встречаются вулканические и вулканогенно-осадочные образования, которые обычно ассоциируют с отложениями углубленных участков морского дна. Последнее обстоятельство, очевидно, не случайно. Фации углубленных участков морского дна, как правило, тяготеют к линиям крупных разломов, которые активно проявляют себя в период формирования выполняющих мульду отложений. По-видимому, понижения в рельефе морского дна соответствовали интенсивно опускающимся по разломам тектоническим блокам, чем и обусловлена их приуроченность к зонам разрывных нарушений. В то же время те разломы, по которым происходило опускание, служили подводными каналами для лав и растворов эндогенного происхождения. Таким образом, ассоциация вулканогенных пород именно с отложениями углубленных участков морского дна оказывается вполне закономерной. С формирующимися в этих условиях парагенезами пород связаны также залежи железных и марганцевых руд, вследствие чего отложения третьего фациального типа, интересные по особенностям седиментации и перспективные в отношении металлогении, и явились основным объектом наших исследований.

Обращает на себя внимание большое сходство в составе и строении рудовмещающих толщ различных месторождений Атасуйской группы. Как видно из сравнительных литологических колонок месторождений Джайрем и Караджал (рис. 1), их рудные залежи локализируются внутри непрерывных серий морских отложений, представленных сходными парагенезами пород, и приурочены к одному стратиграфическому интервалу, отвечающему верхней половине фаменского яруса. Более того, рудовмещающие толщи характеризуются не только одинаковыми парагенезами пород, но и однотипной последовательностью чередования их в разрезе. Так, по литологическим особенностям хорошо сопоставились нижнефаменские отложения, подстилающие рудные горизонты; много общих черт обнаруживается в строении самих продуктивных пачек; совершенно тождественны горизонты «стилолитовых краснецветов», углистых и желваковистых известняков, залегающих стратиграфически выше рудного горизонта. Одним словом, несмотря на то, что эти месторождения удалены одно от другого на расстояние около 500 км, разрезы вмещающих их отложений хорошо сопоставимы как в стратиграфическом отношении, так и по общим литолого-фациальным особенностям. Сходство в составе и строении рудовмещающих толщ Джайремского и Караджальского

месторождений дает основание считать, что многие закономерности, выявленные для Джайремского месторождения, очевидно, будут справедливы и для Караджальского месторождения. Таким образом, полученные результаты наших исследований по месторождению Джайрем, по всей вероятности, можно считать более общими, характерными для осадко- и рудообразования и других месторождений данного типа.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОТЛОЖЕНИЙ И ФАЦИАЛЬНАЯ ОБСТАНОВКА СЕДИМЕНТАЦИИ

Принципы выделения генетических типов отложений

Особенности изученных нами пород определяются, с одной стороны, подачей в бассейн гетерогенного материала, а с другой — условиями его седиментации. Характер поступавшего в осадок материала отразился на составе и структуре пород, поэтому было необходимо провести их детальное минералого-петрографическое изучение под микроскопом, а также сделать химический и спектральный анализы. В результате этого изучения наметились типы пород разного состава и структуры.

Условия седиментации нашли отражение в текстурных признаках пород. Поэтому при фациальном анализе особое внимание было уделено детальному рассмотрению текстур. Это рассмотрение позволило выявить целый ряд текстурных типов пород, существенно отличающихся друг от друга по внешнему виду и составу, несмотря на то, что их формирование происходило в единой, в общем, фациальной обстановке открытого моря. При выделении текстурных типов учитывались текстуры, не только возникающие в седиментогенезе, но и образующиеся в диагенезе.

Сопоставление результатов, полученных разными методами, обнаружило коррелятивные связи между всеми признаками пород. В результате такого комплексного подхода наметились типы пород¹, каждый из которых имеет свою минералого-петрографическую и текстурную характеристику и отвечает различным условиям седиментации. Эти типы пород объединяются в три группы: I. Терригенная, II. Вулканическая и вулканогенно-осадочная и III. Смешанная. Последние наиболее распространены и, как видно из табл. 1, представлены наибольшим разнообразием типов.

Составляющими компонентами смешанных пород являются терригенный глинисто-алевритовый материал (имеющий обычно подчиненное значение), карбонатный (хемогенный и органогенный) вулканогенно-осадочный и органогенный кремнезем, а также вулканокластический материал (туфогенный и туфовый). При этом по распределению компонентов, составляющих смешанные породы, в последних отчетливо выделяются однородные смеси, когда гетерогенные компоненты образуют единую породу однородной или беспорядочной текстуры, и слоистые смеси, когда составляющие компоненты локализуются в породах в виде чередующихся слоевых элементов разного ранга (слояков, пачек, слоев), большей или меньшей мощности, следующих один за другим либо в ритмической последовательности (т. е. образующих ритмы), либо без определенной правильности чередования.

Выделение типов основывалось в равной мере на двух признаках: их составе и текстуре².

Породы гомогенные и смешанные, но однородной текстуры, мы разделяем на типы по их составу. Слоистые же смешанные породы разделены

¹ Мы выделили 12 типов пород, однако не исключена возможность того, что в данной осадочной толще в других ее местах могут быть обнаружены и еще какие-то новые типы.

² Структурный признак в данном случае имел подчиненное значение, так как первоначальная структура пород очень сильно изменена последующими процессами перекристаллизации и др.

Типы пород рудовмещающих отложений месторождения Джайрем

Группа пород по генезису	Подгруппа пород по текстуре	Тип пород (определяемый макроскопически)	Подтип пород (по вещественному составу, определяемому под микроскопом, или по особенностям текстур)
I. Терригенные породы	Слоистые	Сероцветные алевролиты (тип 1)	а) кремнистые известняки б) глинисто-кремнисто-карбонатные породы
	Однородные	Однородные кремнисто-карбонатные породы (тип 2)	
II. Смешанные породы	Ритмическислоистые (Ритмиты)	Тонкослоистые кремнисто-карбонатные породы с конкреционными стяжениями (тип 3)	а) кремнисто-карбонатные породы с цепочками конкреционных стяжений б) кремнисто-карбонатные породы с хорошо оформившимися конкрециями
		Горизонтально-слоистые ритмиты разного состава (тип 4)	а) кремнисто-карбонатные ритмиты с радиоляриями б) пирит-карбонатные ритмиты в) алеврит-карбонатные ритмиты
		Известняки глинистые с петельчатой текстурой (тип 5)	а) сероцветные известняки с петельчатой текстурой б) красноцветные известняки с петельчатой текстурой
		Красноцветные известняки со стилолитовой текстурой (тип 6)	
	Слоистые	Органогенно-обломочные известняки с примесью туфогенного материала (тип 7)	а) без конкреций
		Желваксыстые известняки (тип 8)	б) с конкреционными прослоями и линзами
III. Вулканогенно-осадочные и вулканические породы		Яшмы (тип 9)	
		Железные руды (тип 10)	
		Пирокластические породы (тип 11)	а) туфы лито- и кристаллокластические б) туфогенные породы
		Эффузивные породы спилитового типа (тип 12)	

на типы по текстурному признаку. Однако каждый из этих типов имеет и свои особенности вещественного состава и структуры (проявляющиеся иногда в более тонких отличиях, чем общий основной состав). Такое деление принято еще и потому, что текстурный признак определяется макроскопически значительно легче, чем сложный вещественный состав, для определения которого требуются микроскопическое изучение и химические анализы. Принятое нами выделение типов смешанных пород может быть легче использовано при производственных геологических работах. Для того чтобы подчеркнуть наиболее характерные черты выделенных типов и показать их отличие от других, мы включили в описание типов не все, а только наиболее характерные их признаки, выбравшие на основе детальных описаний многочисленных шлифов и штучков.

Как это обычно бывает в природе, между выделенными типами существуют переходные, или же породы с менее ярко выраженными характерными чертами. Однако основные типы выделяются очень отчетливо.

Типы пород и их генезис

Группа I. Терригенные породы

Тип 1. Сероцветные алевролиты

Сероцветные алевролиты слагают самые низы толщи фаменского возраста. Внешне это — серые и темно-серые плотные породы, неясно слоистые, реже с тонкой горизонтальной слоистостью, иногда содержащие растительный детритус. Слоистость неравномерная; тончайшие слойки, почти незаметные макроскопически, подчеркиваются пленочными скоплениями графитизированного органического вещества, образуя серии разных оттенков серого цвета мощностью от нескольких миллиметров до 1—2 см, без ритмической их повторяемости. Наиболее характерна правильная прямолинейная форма слойков. Реже наблюдаются слойки нарушенные, разорванные и тут же переотложенные; при этом края слойков бывают слегка размыты (текстуры взмучивания и взламывания). Алевролиты последнего типа встречаются в самых низах разреза, непосредственно после красноцветных алевролитов франского яруса, и характеризуются более высоким содержанием обломочного материала.

Обломочный материал алевритовой размерности представлен кварцем и плагиоклазом. В наиболее прубообломочных разностях (крупнозернистый алевролит) присутствуют мелкие галечки тонкозернистого алевролита. Наряду с обломочными зернами отчетливой остроугольной формы, в значительном количестве присутствуют обломки, подвергшиеся частичному растворению и перекристаллизации в процессе метаморфизма, которые имеют нерезко очерченные контуры и как бы сливаются с вмещающей массой породы. Цементирующая масса в подавляющем большинстве случаев представлена чрезвычайно тонкозернистым агрегатом кварца, слюды и хлорита и только в верхах алевролитовой пачки появляются разности с карбонатным цементом.

Алеврит распределяется в породе неравномерно: прослой, обогащенные обломочным материалом, чередуются с прослоями преимущественно слюдисто-кремнисто-хлоритового состава. Последние, очевидно, первоначально слагались глинистым веществом, по которому в процессе метаморфизма развивались слюда и хлорит. Что же касается кварца, то он вряд ли имеет первоначально-осадочное происхождение. Нам представляется, что кремнезем в них, так же как и вообще в цементирующей массе породы, образовался уже в процессе метаморфизма в результате частичного растворения обломочных кварцевых зерен.

Условия седиментации, по-видимому, были весьма спокойными, осадочный материал выпадал из взвеси, очевидно, на довольно больших глубинах, ниже действия волн, и при отсутствии донных течений. Слабые придонные движения воды, вызывающие взмучивание осадка, происходили только в самом начале фаменского века.

Группа II. Смешанные породы

Подгруппа однородных пород

Тип 2. Однородные кремнисто-карбонатные породы

Однородные кремнисто-карбонатные породы имеют широкое распространение в нижней части фаменского и в турнейском ярусах, где они составляют фон разреза. В верхнем фамене и в особенности в слоях, отвечающих продуктивной пачке, они присутствуют в несколько меньшем количестве.

Химическая характеристика основных типов пород рудовмещающей толщи месторождения Джайрем

Тип пород	Образец №	Химический состав пород									
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeS ₂	MnO***	MnCO ₃	CaCO ₃	MgCO ₃	Ca ₃ (PO ₄) ₂
Однородные кремнистые известняки	17	29,17	0,33	5,70	1,93	2,81	Нет	0,25	53,09	1,13	0,19
	27	19,22	0,28	2,95	1,16	1,61	»	1,12	67,99	0,78	0,50
	109	21,07	0,27	4,74	1,84	0,45	0,30	1,33	65,21	0,52	0,39
	12	27,04	0,26	4,84	3,79	0,47	0,78	1,12	57,79	Нет	0,46
	57	24,00	0,29	4,82	2,27	0,49	0,34	0,73	64,81	»	0,46
Однородные глинисто-кремнисто-карбонатные породы	22	49,42	0,28	6,00	1,57	1,42	Нет	1,97	33,97	0,98	0,12
	23	33,28	0,40	7,61	1,83	1,50	»	0,60	42,39	3,14	0,24
	24	30,98	0,38	7,26	1,47	1,18	»	0,58	48,26	1,70	0,50
	60	37,30	0,48	8,07	1,67	0,62	0,04	0,48	43,33	0,69	0,50
Кремнисто-карбонатные породы с конкреционными стяжениями	163*	25,48	0,24	3,12	1,06	1,33	Нет	1,12	63,69	0,65	0,24
	163**	19,75	0,12	1,78	0,53	0,64	»	1,25	70,23	0,36	0,10
	6*	34,65	1,10	6,73	2,85	0,88	»	0,97	45,73	Нет	0,19
	6**	18,84	0,43	3,27	1,57	0,47	»	1,33	68,94	0,48	0,03
Ритмиты кремнисто-карбонатные	113	35,86	0,27	4,79	1,29	3,84	0,25	0,76	47,34	Нет	0,39
	115	23,51	0,26	4,37	1,20	1,01	0,37	0,36	63,81	»	0,35
Ритмиты пирит-карбонатные	164*	26,11	0,26	2,05	0,66	41,03	Нет	0,39	19,52	»	0,46
	164**	15,84	0,05	1,27	0,44	0,75	»	1,12	77,45	0,46	0,35
Известняки сероцветные с петельчатой текстурой	108*	51,96	0,57	11,51	6,05	0,11	0,25	0,26	16,86	Нет	0,46
	108**	8,92	0,12	2,47	1,99	0,56	0,82	1,12	80,79	»	0,39
	111*	34,37	0,57	5,94	3,79	0,02	0,13	0,66	47,82	3,16	0,13
	111**	14,90	0,44	2,26	1,87	0,49	0,25	0,79	74,93	1,26	0,08
Известняки красноцветные со стилолитовой текстурой	700*	37,52	2,21	10,90	11,51	0,06	Нет	1,78	19,59	Нет	0,24
	700**	10,65	Нет	Нет	Нет	0,09	»	0,58	84,50	»	0,04
Органогенно-обломочные известняки	117	37,17	0,24	3,55	1,29	0,04	0,01	0,26	59,32	»	0,39
Желваковистые известняки	226*	67,77	0,41	6,06	3,20	0,30	1,03	0,31	16,39	0,44	0,13
	226**	55,05	0,18	1,43	1,35	0,77	0,02	0,66	39,20	Нет	0,10
	227*	60,16	1,13	9,07	2,69	0,90	0,05	0,26	17,94	0,99	0,16
	227**	37,01	Нет	2,29	0,66	0,04	Нет	0,79	55,27	1,06	0,12
Яшмы	200	90,43	0,10	0,64	6,02	0,06	0,49	0,22	Нет	0,35	
Туфогенные породы	136	52,43	0,27	11,05	1,39	0,11	0,15	0,89	27,11	0,15	0,31
	137	66,19	0,68	15,67	3,37	0,11	0,02	0,08	1,57	Нет	0,65

* Вмещающая масса пород с конкреционными стяжениями, глинистые прослои в известняках с петельчатой и стилолитовой текстурой, пиритовые прослои в пирит-карбонатных ритмитах.

** Стяжения в породах с конкреционной текстурой, карбонатные прослои в известняках с петельчатой и стилолитовой текстурой, карбонатные прослои в пирит-карбонатных ритмитах.

*** MnO в составе силикатных соединений марганца.

Главными составными частями описываемых образований являются кальцит и кремнезем при постоянной примеси глинистого вещества. Соотношение этих компонентов в породах не является величиной постоянной, а изменяется от слоя к слою довольно в широких пределах. На внешнем виде породы изменения в их составе практически не отражаются, и они неизменно выглядят как темно-серые или черные массивные образования с однородной текстурой.

Путем микроскопического изучения и химических анализов в описываемой группе пород по их составу удалось выделить два подтипа: а) кремнистые известняки и б) глинисто-кремнисто-карбонатные породы (табл. 2).

а) кремнистые известняки состоят из равномерного тонко- и микрозернистого агрегата кварца и кальцита. Содержание кремнезема в них в среднем составляет около 25%, кальцита — 60%. Кремнезем раскристаллизован тоньше, чем кальцит, и с трудом различим между карбонатными зернами. Порода тонко пигментирована графитизированным органическим веществом и мелкокристаллическим пиритом. Имеется незначительная примесь обломочного материала алевритовой размерности, представленного карбонатизированными зернышками кварца и плагиоклаза. Присутствие глинистого вещества устанавливается только химическими анализами (около 4% Al_2O_3). В некоторых разностях присутствуют остатки карбонатизированных радиолярий и створки остракод.

б) глинисто-кремнисто-карбонатные породы отличаются от кремнистых известняков более высокой глинистостью (до 8% Al_2O_3) и сравнительно повышенным содержанием кремнезема (примерно равное соотношение $CaCO_3$ и SiO_2). С увеличением глинистости породы возрастает и содержание в ней графитизированного органического вещества, которое иногда локализуется совместно с глинистыми минералами в мельчайших линзочках. Примесь алевритового материала столь же незначительна, как и в кремнистых известняках. В некоторых разностях пород наблюдаются признаки рассланцевания.

Условия седиментации отложений обоих подтипов, очевидно, были одинаковыми; различные компоненты, преимущественно хемогенные, одновременно поступали в осадок и в виде смесей накапливались в относительно глубоководных условиях.

Подгруппа ритмически слоистых пород (ритмиты)

В эту подгруппу входят породы, различающиеся как по составу (преимущественно кремнисто-карбонатные), так и по текстуре. Объединяет их в одну подгруппу характерная для них правильная ритмичная повторяемость слоевых единиц. Тонкие слои разного состава образуют группы слойков или пачки мощностью от нескольких миллиметров до 1—2 см, внутри которых слои закономерно сменяют друг друга. Пачки однотипного строения неоднократно повторяются в породе. Таким образом, эти пачки являются мелкими седиментационными ритмами (Ботвинкина, 1963). Подобные породы неоднородного состава мы называем ритмитами.

Характерные текстуры ритмитов отражают условия их седиментации, которая, очевидно, происходила при периодической пульсационной подаче в карбонатный осадок генетически иного материала — вулканогенно-осадочного, вулканического или терригенного. По характерному внешнему облику в этой подгруппе выделяется четыре типа пород (типы 3—6).

Тип 3. Тонкослоистые кремнисто-карбонатные породы с конкреционными стяжениями

Кремнисто-карбонатные породы с конкреционными стяжениями наиболее широко развиты в низах фаменского яруса, в пачке, залегающей стратиграфически выше сероцветных алевролитов. По текстурным особенностям и отчасти по вещественному составу эти образования делятся на два подтипа: а) кремнисто-карбонатные породы с цепочками конкреционных стяжений и б) кремнисто-карбонатные породы с хорошо оформившимися конкрециями.

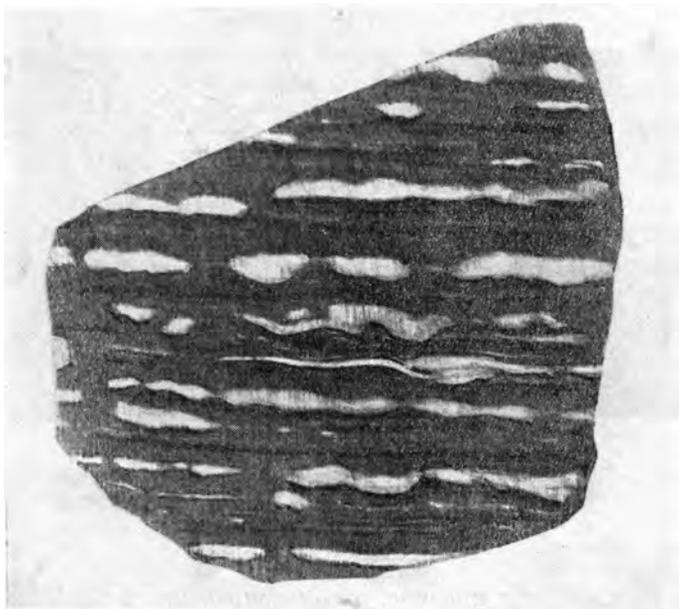


Рис. 2. Кремнисто-карбонатная порода с цепочками конкреционных стяжений (тип 3а). Нат. вел.

а) кремнисто-карбонатные породы с цепочками конкреционных стяжений. Макроскопически имеют очень характерный вид. На темном, почти черном фоне через правильные интервалы в 0,5—1 см повторяются отчетливо выделяющиеся неровные светлые прослои толщиной около 0,2—0,3 см, то раздутые, то пережатые (рис. 2). Это определяет неровную бугристую поверхность раскола.

Нижняя граница светлых прослоев неровная, местами пологоволнистая, верхняя обычно более ровная (лишь иногда изогнута в результате выпирания вверх раздувов карбонатных стяжений). В местах пережимов всегда виден след первоначального слоя, по которому развивалось конкрециеобразование.

Темные прослои в образце породы кажутся однородными, однако в тонком шлифе даже невооруженным глазом видна тончайшая слоистость (мощность слоев составляет доли миллиметра), в светлых прослоях заметно их несимметричное строение (рис. 3).

Светлый слой внизу и темный сверху образуют ритм. Ритмичное появление конкреционных прослоев, очевидно, не случайно, а было обусловлено ритмичным характером седиментации. Темные прослои состоят из однородного агрегата тонко- и микрзернистого кальцита и кварца.

Соотношение между этими компонентами не является величиной постоянной, но карбонатное вещество над кремнистым неизменно преобладает (см. табл. 2).

Кремнисто-карбонатная масса густо пигментирована графитизированным органическим веществом. Последнее либо тонко распылено, либо образует совместно с глинистым материалом небольшие ориентированные по слоистости скопления, имеющие веретенообразную форму. Обычно сложенные графитистым веществом изогнутые волокна сгущаются у верхней границы ритма, как бы подчеркивая контуры более светлых стяжений. Присутствие глинистого вещества устанавливается по химическим анализам (в среднем 5% Al_2O_3).



Рис. 3. Кремнисто-карбонатная порода с цепочками конкреционных стяжений (тип 3а). Шлиф, $\times 10$. Видно несимметричное строение карбонатных прослоев

Темные прослои, как правило, пиритизированы и содержат примесь очень тонкого алеврита, преимущественно кварцевого состава. Реже присутствуют обломки плагиоклаза. Обломочные зерна часто карбонатизированы и сливаются с вмещающей их массой, вследствие чего трудно бывает установить их процентное содержание в породе. По приблизительному определению алевритовая примесь составляет в среднем 15—25% массы породы. Наблюдается ориентировка обломочных зерен по слоистости.

Светлые прослои представлены тонкозернистым кремнистым известняком. Кремнезем и кальцит обычно находятся в тонком и равномерном сростании друг с другом, причем содержание кальцита больше, чем в темных прослоях. Светлые прослои менее глинисты и характеризуются очень незначительной примесью обломочного материала и графитизированного органического вещества.

Иногда наблюдается несимметричное строение карбонатных прослоев; в основании они более кремнистые и содержат многочисленные остатки радиолярий, средняя часть этих прослоев сложена почти чистым кальцитом, а у его верхнего контакта наблюдается тонкая пигментация карбонатного вещества графитом, отмечающая как бы постепенный переход в верхний, темный прослой.

Детальное рассмотрение текстуры этого подтипа показывает возникновение ее в ходе диагенеза на фоне седиментационной текстуры, представляющей собой ряд правильных мелких ритмов асимметричного строения, с постепенным переходом от нижнего, кремнисто-карбонатного элемента ритма к верхнему, глинистому.

б) кремнисто-карбонатные породы с хорошо оформившимися конкрециями и изучены недостаточно (по единичным образцам), однако их характерные текстурные черты вынуждают все же выделить их, хотя и с некоторой долей условности, в самостоятельный подтип.

По внешнему виду это темно-серые очень тонкослойные породы (толщина слойков составляет доли миллиметра). Тонкие слойки образуют пачки толщиной 0,5—0,7 см. Эта текстура хорошо видна на шлифовке (рис. 4) и плохо на поверхности породы. На этом фоне отчетливо

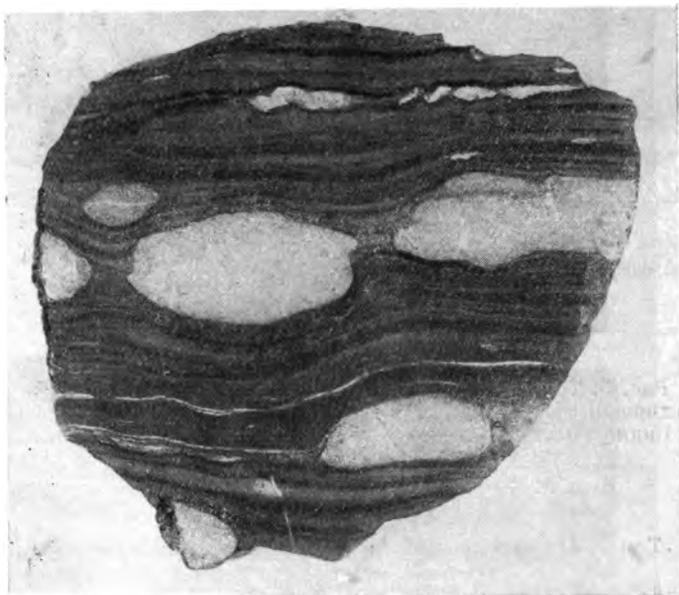


Рис 4. Тонкослойная кремнисто-карбонатная порода с хорошо оформленными конкрециями (тип 2б). Нат. вел.

выделяются хорошо очерченные карбонатные линзы, разобщенные одна от другой. Однако внимательное рассмотрение породы показывает, что ряд линз всегда бывает приурочен к одному слойку, след которого виден в породе между линзами (линзы как бы «нанизаны» на тонкую светлую ниточку). Растущие в диагенезе конкреции, естественно, деформировали первичную слоистость, в результате чего сейчас мы видим в породе, как тонкие темные слойки огибают линзы сверху и снизу. Чем толще конкреции, тем сильнее деформации окружающих их слойков.

Вещественный состав пород этого подтипа сходен с описанным выше, однако характерно, что здесь содержание обломочных зерен в породе не более 10—12% и размер их мельче, чем в предыдущем подтипе. Строение светлых карбонатных линз также иное: не асимметричное, как в предыдущем подтипе, а однородное или концентрическое, с остатками скоплений радиоларий в центре конкреции (рис. 5).

Накопление описываемых отложений происходило в очень спокойных условиях; частая смена выпадающего в осадок материала создавала тончайшую первично-горизонтальную слоистость, причем периодически появлялись карбонатные прослойки несколько большей толщины, по которым и развивались в дальнейшем конкреционные линзы. Тектурные особенности, видные в настоящее время в породе, в значительной степени определяются перераспределением вещества в диагенезе.



Рис. 5. Тонкослоистая кремнисто-карбонатная порода с хорошо оформленными конкрециями (тип 2б). Шлиф, $\times 5$. Видно зональное строение конкреции и след слоя, по которому она образовалась

Тип 4. Горизонтальнослоистые ритмы разного состава

По составу в этом типе выделяются три подтипа, каждый из которых имеет также и свои текстурные особенности: а) кремнисто-карбонатные ритмиты с радиоляриями; б) пирит-карбонатные ритмиты; в) алевроит-карбонатные ритмиты.

а) для кремнисто-карбонатных ритмитов с радиоляриями характерно чередование светлых, преимущественно кремнисто-карбонатных прослоев с темными глинисто-кремнистыми, обогащенными радиоляриями. По текстурному признаку в них выделяются две разновидности, занимающие разное место и в разрезе.

В первой разновидности отчетливо выраженные светлые прослои имеют толщину 0,5—2 см и располагаются довольно неравномерно (рис. 6). При этом внутри темных прослоев обнаруживается очень тонкая правильная горизонтальная слоистость, обусловленная тончайшими светлыми слойками.

В светлых прослоях на поверхности зерна внутренней текстуры не видно, однако на свежем расколе в них тоже заметна тончайшая внутренняя слоистость (слойчатость). Таким образом, и темный, и светлый прослой по существу являются сериями слойков. Парно они образуют двучленные ритмы, причем границы между светлыми и темными прослоями довольно резкие, обычно ровные; однако иногда нижняя граница светлого прослоя бывает неровной, слабо волнистой. Породы этой разновидности встречены в отложениях нижнего фамена среди однородных кремнистых известняков.

Вторая разновидность подтипа характеризуется очень тонкой слоистостью, обычно плохо видной. Но в тонком шлифе, даже при очень небольшом увеличении, она выявляется достаточно отчетливо (рис. 7). Мы видим, что тончайшие слойки образуют пачки.

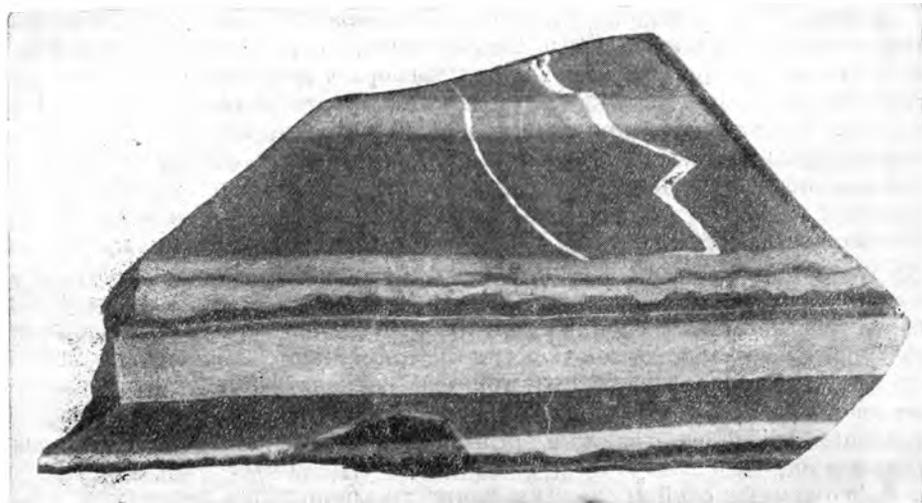


Рис. 6. Кремнисто-карбонатный ритмит с радиоляриями (тип 4а). Нат. вел.

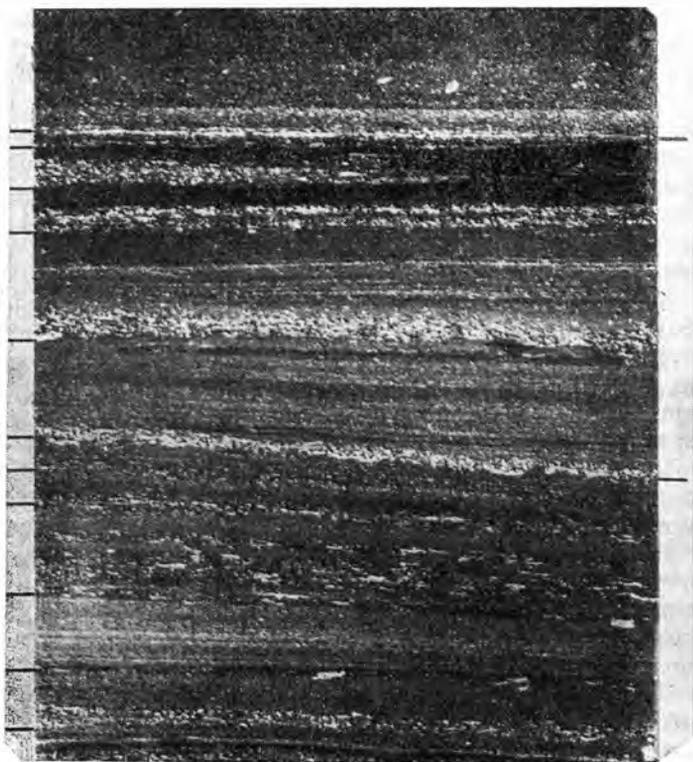


Рис. 7. Кремнисто-карбонатный ритмит с радиоляриями, $\times 3$. Видны пачки слоев двух порядков. Слева от образца показаны границы пачек первого порядка, справа — границы пачек второго порядка

В основании каждой пачки — слойки светлые, более карбонатные, выше они сменяются все более глинистыми и более темными. Эти пачки ритмически повторяются, причем снизу вверх в них возрастает роль темных слойков, а толщина пачек уменьшается (от 0,5 см внизу до 0,1 см вверху). Три-четыре таких пачки образуют пачки, или ритмы, следующего порядка, также повторяющиеся. Таким образом, ритмы здесь (в отличие от первой разновидности) имеют постепенно изменяющееся строение, хотя и с отчетливыми границами между элементами ритма. Вторая разновидность встречена в нижней части верхнефаменских кремнисто-карбонатных отложений в горизонте, содержащем прослой туфов.

Под микроскопом в породах обеих разновидностей этого подтипа видно, что более светлые слойки сложены однородной микро- и тонкозернистой кремнисто-карбонатной или глинисто-кремнисто-карбонатной массой, содержащей мелкоалевритовую примесь карбонатизированных обломочных зерен. Иногда наблюдаются незначительные послойновытянутые скопления графитизированного органического вещества и единичные кристаллики пирита.

Более темные слойки сложены глинисто-кремнистым веществом, очень густо пигментированным пиритом и темным графитизированным органическим веществом (последние два компонента иногда преобладают) и практически бескарбонатны. Темные слойки всегда обогащены радиоляриями. Кальцит обычно в виде монокристаллов развивается только по остаткам радиолярий, в цементирующей их массе карбонаты отсутствуют. Иногда к более темным слойкам приурочена примесь обломочных зерен более крупных, чем в светлых (средней алевритовой размерности), представленных кварцем и карбонатизированным плагиоклазом. Как правило, они остроугольны или сохраняют правильные таблитчатые очертания. Не исключена возможность их пирокластического происхождения.

б) пирит-карбонатные ритмы по внешнему виду кажутся однородными; ритмическая горизонтальнослоистая текстура их видна плохо и выявляется более отчетливо лишь на шлифованной поверхности. Мощность ритмов в пределах 1—2 см, строение ритмов отчетливо двучленное; в глинисто-карбонатной породе через равные интервалы около 1 см появляются темные слойки мощностью 0,2—0,3 см, по видимому, более плотные, так как они выступают на поверхности скола. Границы ритмов и элементов внутри них выражены с равной степенью отчетливости. Ритмы этого типа образуют прослой в однородном известняке преимущественно в районе месторождения.

Под микроскопом видно, что ритмичность здесь обусловлена резким послойным обогащением карбонатных пород пиритом. Однако в этом случае поступление железа, очевидно, не сопровождалось одновременным усилением привноса в осадок кремнезема, который обычно создавал благоприятные условия для существования радиолярий. Состав и структура светлых карбонатных слойков несколько изменяются; иногда это микрозернистый однородный слабо кремнистый известняк, в других случаях — пелитоморфный кремнистый известняк, неравномерно раскристаллизованный, с незначительной примесью карбонатизированного обломочного материала. С карбонатными прослоями чередуются прослой пирита, имеющие подчиненное значение. В одном из шлифов было видно, что эти прослой, так же как и известковистые, обогащены пирокластическим материалом, равномерно распределенным по всей массе породы (не обнаруживающим приуроченности к каким-либо слойкам).

в) алеврит-карбонатные ритмы. Так же, как и в предыдущем подтипе, в карбонатной породе существует очень тонкая ровная горизонтальная слоистость, выявляемая более темными слойками на более светлом сером фоне породы. Слойки образуют пачки мощностью 0,3—1 см. Каждая пачка двучленного строения; в основном в ней преоб-

ладают светлые слои и лишь в верхней части пачки видно преобладание темных. Эта слоистость хорошо видна невооруженным глазом в больших прозрачных шлифах, а также на пришлифованной поверхности породы. На свежем расколе слоистость видна плохо. В одном из образцов, представленных этим типом, был виден контакт с вышележащим слоем, представленным более крупнозернистым материалом с мелкой косовогнутой слоистостью рьяи течения, что свидетельствует о изменении условий седиментации и появлении слабых придонных движений воды.

Под микроскопом видно, что порода на 50% сложена обломочным алевритовым материалом, представленным преимущественно резко остроугольными зернами кварца и единичными таблитчатыми кристаллами альбита. Цементом служит карбонат, к которому послойно примешиваются глинистые частицы и тонкораспыленное органическое вещество. Именно эти изменения цементирующей массы обуславливают тонкоструктурную текстуру породы (смена слоев преимущественно карбонатных глинисто-карбонатными).

Обломочные зерна не сортированы, лишь иногда слабо заметно некоторое уменьшение их размера в глинисто-карбонатных слоях.

* * *

Анализ признаков кремнисто-карбонатных и пирит-карбонатных ритмов приводит нас к выводу, что при их образовании существовали следующие условия седиментации. На довольно глубоководных участках морского дна без придонных волнений и течений (на что указывает правильность и выдержанность тончайшей горизонтальной слоистости) непрерывно выпадал карбонатный осадок; на этом фоне происходила частая пульсационная подача кремнезема и железа, очевидно, в результате вулканической деятельности. Когда преобладал кремнезем, создавались условия, благоприятные для жизни радиолярий, и образовывались ритмы кремнисто-карбонатные с радиоляриями. Если поступало железо, то формировались ритмы пирит-карбонатные.

Образование алеврит-карбонатных ритмов обуславливалось периодическим поступлением в осадок карбонатного и обломочного материала, причем последний, вероятно, представлял собой измененные пепловые частицы очень тонкой размерности. Возможно, однако, что появление слоев разного состава в данном случае и не было связано с вулканизмом, а явилось результатом подачи глинистого материала слабыми донными течениями, на существование которых указывает появление прослоев с косовогнутой слоистостью.

Тип 5. Известняки глинистые с петельчатой текстурой

Известняки с петельчатой текстурой широко распространены в отложениях верхнего фамена; в средней его части они появляются в зиде прослоев среди однородных известняков (в тесном парагенезе с прослоями туфов) и становятся преобладающими в верхней части верхнефаменских отложений.

К группе ритмов они отнесены потому, что представлены ритмичным чередованием более светлых карбонатных прослоев с более темными глинистыми. По цвету в них выделяется два подтипа: сероцветные и красноцветные, окраска которых обусловлена относительно повышенным содержанием железа. В самостоятельный подтип последние выделены не только по их отличному внешнему виду, но еще и потому, что в разрезе они тесно связаны продуктивной пачкой. Основная характеристика этого типа дается при описании сероцветных известняков.

а) серые глинистые известняки с петельчатой текстурой сложены чередованием светлых прослоев или линз кремнисто-

карбонатного состава с более тонкими темными карбонатно-глинистыми слойками, содержащими небольшую примесь обломочных зерен. Темные слойки, сближаясь и переплетаясь, образуют как бы сетку, состоящую из ряда петель, что и послужило основанием для названия присущей им текстуры. По характеру светлых и темных прослоев в этом подтипе могут

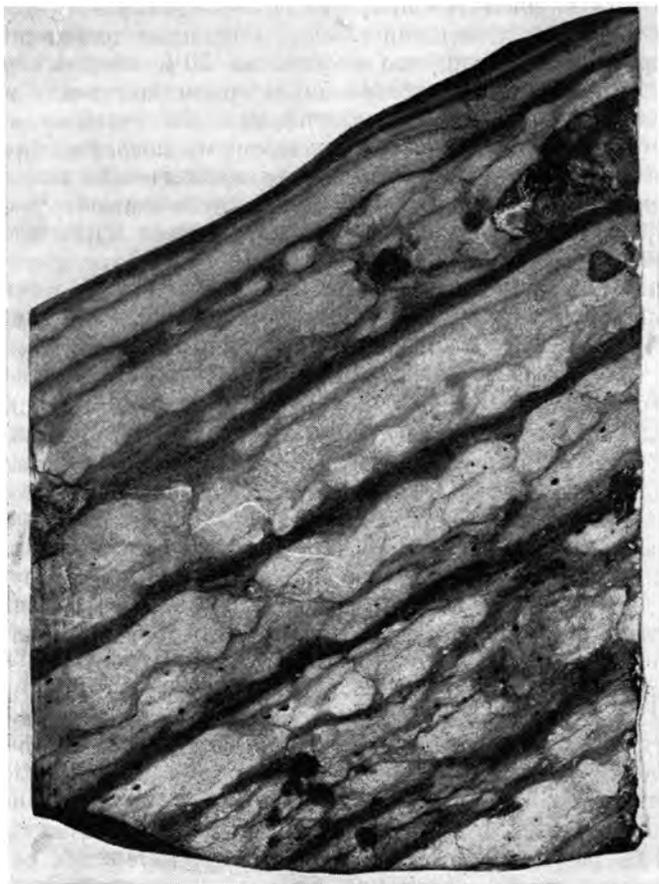


Рис. 8. Сероцветный известняк с петельчатой текстурой (тип 5а). Еще хорошо видна серия параллельных ритмов и постепенное изменение их мощности снизу вверх. Внутри ритмов, особенно в нижних, видна петельчатая текстура карбонатных прослоев. Нат. вел.

быть выделены две текстурные разновидности, существующие зачастую вместе даже в одном образце породы и тесно связанные одна с другой взаимными переходами.

В первой разновидности мы еще отчетливо видим первичный характер наслоения. Породы имеет ритмическое строение (рис. 8). Ритмы параллельные, горизонтальные, мощностью от 0,5—1 см до 2—3 см, состоят из двух элементов. Внизу ритма находится светлый карбонатный слой толщиной 0,5—2 см с резкими границами (нижняя обычно более неровная). Верхнюю часть ритма образует более тонкий темный глинисто-карбонатный слой толщиной 0,1—0,3 см. Иногда переходы между слоевыми элементами внутри ритма постепенные. Это строение ритма довольно хорошо выдерживается по его протяженности.

Мощности ритмов закономерно изменяются снизу вверх в сторону их уменьшения в основном за счет уменьшения толщины светлого прослоя, так как темные прослои более или менее одинаковы. Затем опять появляются более крупные ритмы. Это указывает на вероятную ритмичность второго порядка с образованием ритмов мощностью в несколько сантиметров (иногда более 10 см).

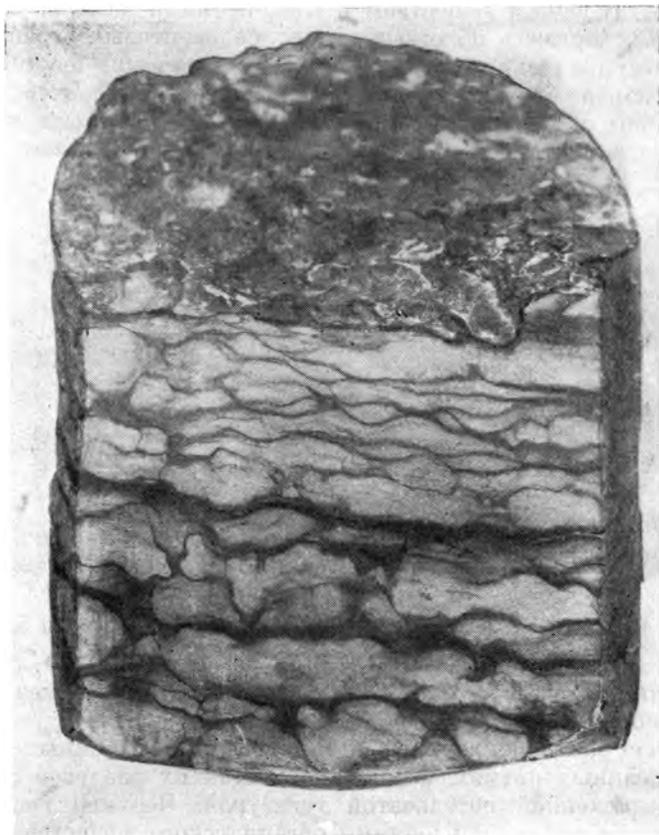


Рис. 9. Сероцветный известняк с петельчатой текстурой (тип 5а). Глинистые прослои сверху образца более тонкие, внизу менее тонкие. Нат. вкл.

Вторая текстурная разновидность этого подтипа появляется в результате нарушения первичной горизонтальной слоистости последующим перераспределением вещества в диагенезе, в результате которого карбонатные прослои распадаются на ряд мелких линз и желваков, разделенных петельчато-переплетающимися темными глинистыми слойками (рис. 9). Петельчатая текстура хорошо видна в шлифах (рис. 10). Надо сказать, что и в породах с отчетливыми ритмами (первой разновидности) внутри светлых прослоев уже намечается петельчатая текстура, особенно в более крупных ритмах.

В известняках с отчетливо выраженной петельчатой текстурой в одних случаях темные слойки более толстые, в других очень тонкие; очевидно, в последнем случае глинистого материала при седиментации было меньше и он более резко дифференцирован от карбонатного.

Под микроскопом видно, что во всех образцах этого типа светлые прослои, линзы или мелкие желваки представлены однородным слабо

кремнистым известняком микро- или тонкозернистой текстуры. Характерно, что в них практически отсутствует обломочный материал (лишь иногда встречаются единичные зерна кварца алевритовой размерности) и очень редки остатки организмов.

Темные слои, или пленки, разделяющие эти прослои и линзы, имеют глинисто-кремнистый или глинисто-кремнисто-карбонатный состав. Они, как правило, бывают пигментированы темным, обычно графитизированным органическим веществом и соединениями железа. Для них характерна также примесь обломочных мелкоалевритовых зерен, представленных преимущественно кварцем резко оскольчатой формы. Изредка отмечаются карбонатизированные плагиоклазы. Кроме того, в темных слоях обычно присутствуют многочисленные радиолярии и в некоторых случаях створки остракод. Темные слои обычно имеют однородное



Рис. 10. Сероцветный известняк с петельчатой текстурой (тип 5а), $\times 3$

строение (лишь в одном случае в темном прослое было отмечено появление обособленных тонких слоев кальцита и кремнезема).

Отмечается различие верхней и нижней границ темных прослоев в более выдержанных ритмах, а также в местах их раздувов в породах с отчетливо выраженной петельчатой текстурой. Верхняя граница более резкая, подчеркивается скоплениями органического вещества веретенообразной формы; нижняя постепенная, с точечной пигментацией красящего вещества, постепенно исчезающей при переходе к нижней, светлой части ритма. В случае, когда участки, сложенные карбонатным материалом, разделены тонкими глинистыми пленками, последние бывают очерчены очень резко, без различий между верхней и нижней границами.

Породам с хорошо выраженной петельчатой текстурой свойственна более резкая дифференциация вещества, чем породам с сохранившимися элементами слоистости. Как видно из табл. 2, в последних отмечается как бы сближение состава светлых и темных полос (обр. 111), тогда как для петельчатых разностей отличия в их составе более значительные.

Характерно, что дифференциация составляющих породы идет тем резче, чем выше глинистость темных прослоев и чем меньше в них содержится примеси обломочного материала. Несомненное значение имеет также и размер обломочных зерен: если в петельчатых разностях и присутствует терригенный материал, то он представлен в самой тонкой алевритовой фракции, в слоистых же разновидностях он представлен в самой тонкой алевритовой размерности. Более того, в слоистых разностях в темных прослоях, как правило, много крупных остракод и радиолярий. В породах с петельчатой текстурой при более резкой дифференциации составляющих ее компонентов при давлении могут возникать стилолитовые тек-

стуры. В породах с ритмами, имеющими более постепенный переход между слоями, образование стилолитовых текстур вряд ли возможно.

б) красноцветные известняки с петельчатой текстурой. В изученном разрезе в верхней части его продуктивного горизонта встречаются известняки того же текстурного типа, как и описанные выше, с петельчатой текстурой и местами с более или менее отчетливо

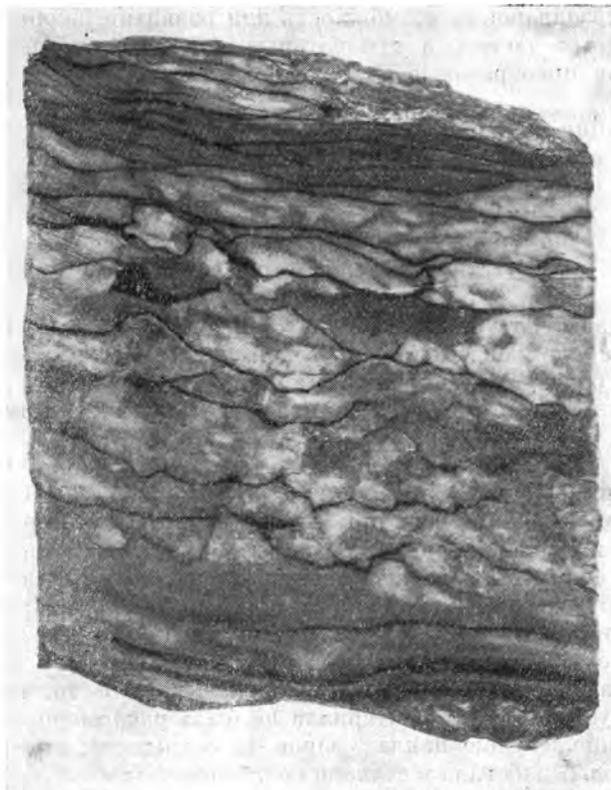


Рис. 11. Красноцветный известняк с петельчатой текстурой (тип 5б). Нат. вел.

выраженными ритмами. Но в отличие от описанного выше подтипа **эти** породы окрашены в светлый вишнево-красный цвет, причем темные более тонкие слойки, образующие петельчатый узор, окрашены в темно-вишневый цвет.

Мелкие ритмы, так же как и в предыдущем подтипе, постепенно уменьшаясь в мощности за счет уменьшения толщины карбонатных прослоев, образуют ритм второго порядка мощностью около 10 см (рис. 11). В последнем верхние более тонкие ритмы лучше выдержаны. По составу они менее карбонатные.

Под микроскопом видно, что темно-красные пленки, разграничивающие карбонатные ячейки, обычно имеют железисто-глинисто-карбонатный состав. Часто они очерчены нерезко и связаны с основной карбонатной массой постепенными переходами. Известняк в ячейках как бы еще не окончательно освободился от примеси железисто-глинистого вещества; последнее образует внутри ячеек мелкие плохо оформившиеся скопления, а иногда относительно равномерно пигментирует породообразующий кальцит. Характерно, что в тех участках красноцветных петельчатых

известняков, где дифференциация карбонатного и железисто-глинистого вещества выражена наиболее резко, неизменно наблюдаются элементы стилолитового строения породы.

* * *

При образовании отложений рассмотренного типа непрерывная седиментация карбонатного осадка периодически дополнялась поступлением кремнезема, создававшего возможность для развития радиоларий, и очень тонких пепловых частиц, а в некоторых случаях и железа; отложения тонких пеплов преобразовывались в глинистую составляющую тонких прослоев.

Седиментация проходила в достаточно глубоководных условиях, так как в менее измененных диагенезом разновидностях (см. рис. 8) нами улавливается первично горизонтальный характер наслоения по параллельности границ мелких ритмов, по их выдержанной мощности и строению, а также по закономерному изменению снизу вверх. На эти условия указывает также и отсутствие в карбонатных прослоях терригенного материала.

Петельчатая текстура, характерная для рассмотренных пород, по изогнутой форме слоев имеет некоторое внешнее сходство с волнистой слоистостью, образуемой движениями воды, но генезис ее иной, вторичный по отношению к осадку (петельчатая текстура, несомненно, диагнетическая).

Возможно, что наиболее сильные изменения первично горизонтальной слоистости приурочены к прослоям, в которых она уже была несколько нарушена взмучиванием еще при седиментации. Возникновение текстур взмучивания вполне понятно, так как во время накопления этих отложений область седиментации, несомненно, испытывала воздействие вулканической деятельности, которая послужила источником кремнезема, пеплового материала и железа, образующих темные слои породы.

Изменение от ритма к ритму соотношения мощностей светлого и темного прослоев в ритме второго порядка указывает на то, что пульсационная подача вулканогенного материала не была равномерной. Она то нарастала, все чаще и чаще накладываясь на осаждение карбонатного материала, то вновь ослабевала и становилась более редкой.

Тип 6. Красноцветные известняки со стилолитовой текстурой

Красноцветные известняки со стилолитовой текстурой — образования весьма характерные для продуктивной пачки месторождения. Они залегают стратиграфически выше рудных пластов и иногда замещают их по простираанию. Совместное нахождение руд и красноцветных известняков является настолько закономерным, что появление последних в разрезе рассматривается как своего рода поисковый признак на железо-марганцевые руды. Вследствие этого выяснить истинную природу красноцветных известняков со стилолитовой текстурой представляется особенно интересным.

Внешний вид описываемых образований весьма своеобразен (рис. 12, 13). Это слоистые породы, в которых наблюдается многократное чередование светлых, слегка розоватых прослоев карбонатного состава и аргиллитовых прослоев с интенсивной вишнево-красной окраской. Последние имеют характерную зубчатую форму стилолитов. Прослой резко разграничены. Мощность светлых прослоев в среднем 0,5—1 см, красных изменяется от долей миллиметра до 0,5—0,7 см. При этом характерно, что более толстые красноцветные прослой появляются в породе периодически (через несколько сантиметров) и в свою очередь состоят из несколь-

ких тончайших слоев. Светлые прослои иногда бывают однородны, в других же случаях в них наблюдаются элементы петельчатой текстуры.

Характерно, что по мере удаления от рудных горизонтов красноцветная окраска описываемых образований постепенно сменяется розовато-серой и серой, причем стилолитовая текстура и в сероцветных разностях остается хорошо выраженной.

Светлые прослои сложены слабо кремнистым известняком (см. табл. 2). Кальцит составляет приблизительно 85% всей массы породы, кремнезем — около 11%, причем некоторая его часть, несомненно, представлена вторичным кварцем, который образует в известняке небольшие скопления. Обращает на себя внимание отсутствие или очень низкое содержание в известняках окислов титана, алюминия и железа. Терригенной примеси в них также не обнаружено.

Структура известняков различна; наряду с тонко- и микроструктурными разностями, встречаются перекристаллизованные разности с отчетливо выраженной мелкозернистой гранобластовой структурой, в которых кристаллы кальцита имеют удлиненную форму и ориентированы в одном направлении со стилолитами.



Рис. 12. Красноцветный известняк со стилолитовой текстурой (тип 6).
1/2 нат. вел.

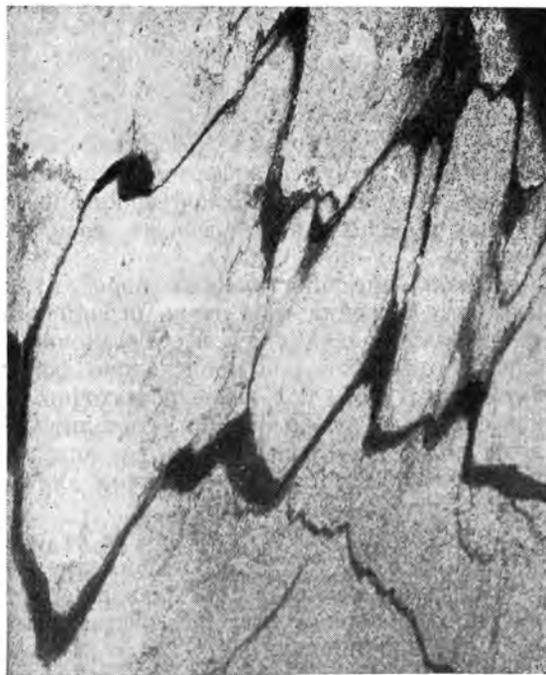


Рис. 13. Красноцветный известняк со стилолитовой текстурой. Шлиф, $\times 10$

Темно-красные прослои характеризуются повышенным содержанием глинозема, железа и кремнезема (Al_2O_3 — 11—12%, Fe_2O_3 — около 12%, SiO_2 — 35—40%). Тонкие «пленочные» слойки сложены глинистым веществом, равномерно пигментированным соединениями железа (очевидно, гематитом). В этой железистой массе можно различить мельчайшие серицитизированные и карбонатизированные обломки, первоначальный состав которых установить не удается.

В более толстых красноцветных прослоях в их раздувах обнаруживается неоднородность состава и строения: среди темной глинисто-железистой массы отчетливо обособляются линзочки, сложенные кристаллокластическим материалом. Это преимущественно обломки таблитчатых кристаллов плагиоклаза, имеющих несомненно пирокластическое происхождение. Обломки погружены в сильно измененную тонкую пепловую массу. Кроме этих линзочек, образованных тонкими туфами, обособляются элементы прослоя, сложенные тонким измененным пепловым материалом с большей или меньшей примесью карбонатного. В этих слойках обычно в значительном количестве присутствуют радиолярии. Таким образом, в составе темно-красных железисто-глинисто-кремнистых прослоев отчетливо обособляются мельчайшие линзочки, сложенные туффитами и мелкозернистыми кристаллическими туфами. Тесная ассоциация глинистого материала этих прослоев с пирокластическим наводит на мысль, что глинистые минералы в данном случае имеют не терригенное происхождение, а возникли в результате разложения тончайших пепловых частиц. Следовательно, породу, слагающую темные прослой в красноцветных известняках, надо рассматривать как туфогенный аргиллит¹.

Описываемые породы представляют собой своеобразные ритмиты. Их образование связано с пульсационными поступлениями тонкого пирокластического материала, кремнезема и железа в морской бассейн, в котором шло хомогенное накопление карбонатов. Присутствие железа обуславливает окраску пород.

Первоначальная текстура пород была горизонтальнослоистой и характеризовалась резкой дифференциацией исходного карбонатного и железисто-глинистого материала. Наблюдаемые в настоящее время стилолитовые текстуры являются образованиями постседиментационными, возникшими в процессе деформаций литифицированных осадков. Очевидно, тонкие, обладающие высокой пластичностью глинистые прослои в карбонатных породах способствовали возникновению текстур стилолитового типа.

Накопление описываемых пород происходило в условиях открытого морского бассейна при очень ограниченном поступлении в него терригенного материала с суши. Обстановка седиментации, очевидно, была близка той, в которой происходило формирование известняков с петельчатой текстурой, т. е. была достаточно глубоководной. Надо сказать, что известняки с петельчатой и стилолитовой текстурами вообще представляют образования родственные и исходные различия между ними в основном сводятся к разной степени дифференциации карбонатного и железисто-глинистого материала.

Присутствие в разрезах морских отложений красноцветных известняков со стилолитовой текстурой, несомненно, можно рассматривать как поисковый признак на железо, но появление этого признака обусловлено не изменением общей фациальной обстановки осадконакопления, а указанными выше причинами.

¹ Предположение о туфогенной природе аргиллитов в составе продуктивных пачек некоторых месторождений Атасуйской группы впервые высказала М. М. Каюпова.

Подгруппа слоистых пород

Тип 7. Органогенно-обломочные известняки с примесью туфогенного материала

Известняки этого типа встречаются в виде подчиненных прослоев среди однородных известняков верхнего фамена, содержащих, наряду с ними, также прослой туфов и известняков с петельчатой текстурой. Эти породы характеризуются обильной (до 50%) примесью обломочного материала двойного рода: органогенного детрита (преимущественно радиолярий и остракод) и пирокластического материала.

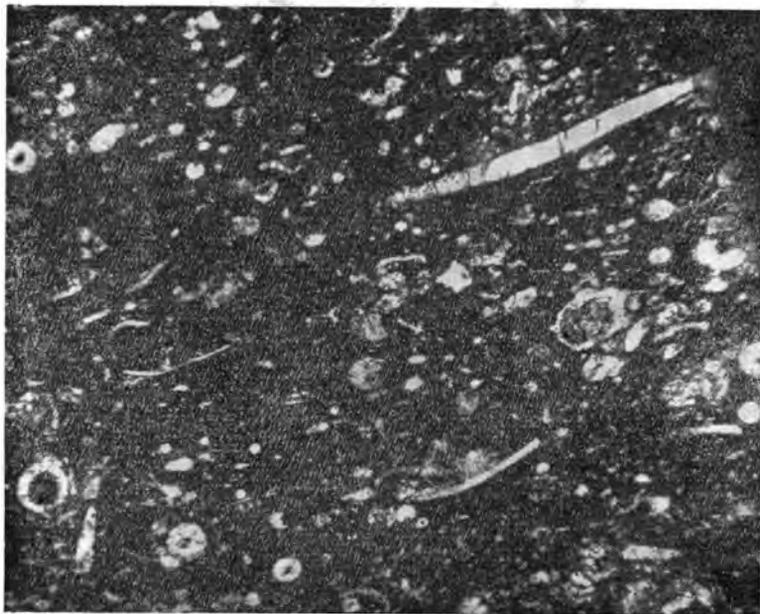


Рис. 14. Органогенно-обломочный известняк с примесью туфогенного материала, без конкреций (тип 7а). Шлиф, $\times 40$, николи ||

Известняки рассматриваемого типа разделяются на два подтипа по содержанию в них конкреций: а) известняки без конкреций и б) с конкреционными прослоями и линзами.

а) органогенно-обломочные известняки без конкреций кремнистые, темно-серого цвета, в отличие от однородных известняков второго типа в них обычно можно видеть и более светлые, и более темные прослой, неравномерно расположенные в породе. Эти прослой, иногда хорошо выдержанные, иногда прерывистые, расположены на разном расстоянии друг от друга и имеют различную мощность (от долей миллиметра до 1—3 см). Все это делает породу неравномерно слоистой, иногда линзовидно-полосчатой. На изломе на черном фоне породы иногда хорошо видны пиритизированные остатки раковин.

Известняки указанного подтипа мелкозернистые, содержат обильную примесь обломочного материала (до 50%) различного происхождения (рис. 14). Во-первых, это—мельчайший органогенный детрит (преимущественно раковин остракод и радиолярий), во-вторых,—пирокластический материал, представленный реликтами обломков вулканического стекла, обломками кристаллов плагиоклаза и кварца. В некоторых разностях

присутствуют обломки эффузивов. Кристаллокластическая примесь обычно имеет алевритовую размерность, литокластическая в отдельных случаях достигает размера мелкой песчаной фракции.



Рис. 15. Органогенно-обломочный известняк с примесью туфогенного материала, с конкреционными прослоями и линзами (тип 76). Нат. вел.

Обломки органического происхождения, так же как и обломки кристаллов плагноклаза, как правило, карбонатизированы. Пепловая масса обычно замещена тонким кремнисто-хлоритовым агрегатом. Иногда наблюдается цеолитизация. Соотношение органогенного и пирокластического материала изменяется от шлифа к шлифу, но обычно органогенный детрит несколько преобладает над пирокластическим материалом.

Характерно отсутствие каких-либо признаков сортировки и окатанности обломочного материала, он равномерно распределяется по всей массе породы, не образует послойных скоплений и не дифференцируется на

органогенно-обломочные и пирокластические прослои. Слоистость, видная в породе, в шлифах не улавливается. Очевидно, она обусловлена разным соотношением хомогенной и обломочной составляющих породы.

б) органогенно-обломочные известняки с конкреционными прослоями и линзами. Макроскопически это — породы, в которых на темном, почти черном фоне видны отдельные невыдержанные светлые слойки и линзы (текстура неправильная, линзовидно-полосчатая). В породе, вмещающей линзы, тонкой слоистости не заметно (рис. 15), видна лишь ориентировка слагающих компонентов, параллельная общему наслоению (слоеватость). Светлые карбонатные слойки неровные, пережатые, мощность их и расстояние между ними от долей миллиметра до 1—3 см. Стяжения разного размера то желваковистые, то более правильной линзовидной формы, ориентированы параллельно друг другу, но в отличие от тонкослоистых кремнисто-карбонатных пород с конкреционными стяжениями (тип третий) в данном типе конкреции располагаются беспорядочно, а не «нанизываются» на один слой.

Под микроскопом видно, что и светлые стяжения, и вмещающая их темная порода примерно на 40—50% состоят из обломков организмов. Это преимущественно радиолярии, в меньшей мере — остракоды, изредка фораминиферы. Кроме того, присутствует много неопределимого органогенного детрита. Характерно присутствие значительной примеси тонкого пирокластического материала (обломки стекол, кристаллокласты). И органогенный детрит, и пирокластический материал равномерно распределены в породе. Стяжения отличаются от вмещающей их породы лишь составом цемента; они имеют более карбонатный состав. В темных слоях органогенно-обломочный материал сцементирован темно-бурым, почти черным графитизированным веществом, с незначительной глинисто-кремнистой примесью. Эти прослои почти бескарбонатны и даже радиолярии в них не замещаются кальцитом, как это обычно наблюдается в других породах рассматриваемой толщи.

Из приведенного описания мы видим, что хомогенная кремнисто-карбонатная масса, составляющая основной фон этих пород, выглядит несколько различно; там, где не было конкрециеобразования, основная масса породы — кремнисто-карбонатная. В подтипе же с конкрециями кремнезем и кальцит несколько дифференцируются: в стяжениях преобладает кальцит, в разделяющей их массе породы — кремнезем с графитизированным органическим веществом и глиноземом. Сейчас трудно сказать, обусловлено ли это целиком диагенетическим перераспределением вещества или же это результат попеременной подачи его в осадок, лишь усиленный в процессе диагенетических изменений. Но несомненно то, что при образовании пород этого типа хомогенная садка кремнезема и кальция сопровождалась на этот раз (в отличие от вышеописанных типов) непрерывной подачей в осадок туфогенного материала; разница может быть лишь в его относительном количестве.

Тип 8. Желваковистые известняки

Желваковистые известняки¹ слагают маркирующий горизонт в составе отложенный нижнетурнейского возраста. Их внешний вид весьма характерен; на фоне тонкозернистой кремнистой вмещающей массы, окрашенной в зеленовато- или розовато-серый цвет, обособляются многочисленные

¹ Описываемые породы по составу более отвечают известковистым силицитам, чем известнякам. Однако мы условно сохраняем термин «желваковистые известняки», так как он широко применяется местными геологами для обозначения данного типа пород.

стяжения разных оттенков розового цвета, которым свойственна комковатая или сугликовая текстура.

Стяжения располагаются либо полосами, ориентированными параллельно одна другой (рис. 16), либо беспорядочно (рис. 17). Границы их чаще резкие, но в ряде случаев они постепенно переходят во вмещающую массу (последнее более характерно для желваков неправильной



Рис. 16. Желваковистый известняк (тип 9). Видно расположение карбонатного стяжения по наслоению и тонкая нарушенная слоистость во вмещающей его кремнистой породе. Нат. вел.



Рис. 17. Желваковистый известняк (тип 9) с пятнистым беспорядочным расположением карбонатных стяжений. Нат. вел.

формы и беспорядочно расположенных). Иногда намечается симметричное (зональное) строение отдельных стяжений. Диаметр желваков 1—3 см, в отдельных случаях достигает 10—12 см.

Судя по расположению и форме стяжений, создается впечатление, что они возникли в первичном волнистослоистом осадке.

По составу стяжения отвечают кремнистым известнякам (см. табл. 2); содержание кремнезема в них составляет 37—55%, кальцита — 40—63%. Кальцит и кремнезем в стяжениях находятся в тонком однородном состоянии и не проявляют тенденции к дифференциации. Изредка наблюдаются небольшие скопления вторичного кварца и тонкие линзочки и прожилки кремнистого или кремнисто-альбитового состава. Иногда в кремнисто-карбонатной массе присутствуют чешуйки хлорита и тонкораспыленные окислы железа.

Порода, вмещающая карбонатные стяжения, имеет глинисто-карбонатно-кремнистый состав (см. табл. 2). Содержание кремнезема в ней со-

ставляет 60—68%, кальцита — 16—18%, глинозема — до 9%. Иногда порода выглядит однородной, в других же случаях в ней хорошо видны реликты первичной слоистости. Последняя особенно хорошо заметна в разностях с повышенным содержанием железа. В этом случае чередуются прослой, обогащенные гидроокислами железа, и прослой преимущественно кремнистого и кремнисто-альбитового состава. Тонкие кремнистые слои обычно окаймляют стяжения, а местами пережимаются ими. В ряде случаев слои раздроблены и наблюдается незначительное перемещение их мелких обломков (текстура взмучивания и взламывания, а возможно, это и следы деятельности и зарывания донных организмов).

Под микроскопом видно, что вмещающая стяжения порода состоит из микрозернистого агрегата хлорита, кальцита и кремнезема, на фоне которого обособляются линзочки, сложенные мелкокристаллическим альбитом или кварцем в сростании с альбитом. В некоторых разностях альбит входит в порообразующий агрегат.

В основной массе иногда присутствуют обломочные таблитчатые зерна измененных плагиоклазов, реже остроугольные, очень мелкие зернышки кварца. В тех случаях, когда наблюдается повышенное содержание окисных соединений железа, последние настолько густо пигментируют вмещающую массу, что совершенно затушевывают ее первичный состав.

Весьма вероятно, что цементирующая масса породы в значительной степени сложена тонким измененным пепловым материалом. Интересно отметить, что в горизонте пород этого типа спорадически появляются линзы и маломощные прослой зеленых или фиолетовых аргиллитовых пород, представляющих собой сильно измененные туфы и туффиты. Эти породы, обособившиеся в самостоятельные слои или прослой, по своему внешнему виду и химическому составу весьма напоминают вмещающую стяжения основную массу «желваковистых известняков». Более того, в некоторых разностях туффитов (см. описание типа 11), там, где пепловый материал в значительной степени разбавлен карбонатным, появляется тенденция к обособлению карбонатного вещества в плохо сформировавшиеся стяжения.

Осадконакопление проходило в открытом море, но, возможно, в более мелководных условиях, чем в девоне, и при несколько большей гидродинамике среды отложения.

Пирокластический материал (представленный измененными туфами и туффитами) продолжал поступать в осадок в значительном количестве. Однако подача его происходила, по-видимому, уже менее равномерно, не столь частыми и мелкими порциями, как раньше, когда образовывались «ритмиты». На это указывает то, что мощность чередующихся прослоев (кремнисто-карбонатных и карбонатно-кремнистых с туфогенным материалом) возрастает до нескольких сантиметров, а чередование их становится более неравномерным. Может быть, это отчасти связано также с относительным уменьшением глубины морского дна и появлением придонных движений воды.

Тип 9. Яшмы

Яшмы развиты исключительно в составе продуктивной железорудной пачки, где они образуют многочисленные прослой и линзы. Это — массивные породы сургучного или коричнево-красного цвета, изредка зеленовато- или голубовато-серые, с характерным раковистым изломом. Среди них выделяются макроскопически однородные, пятнистые и полосчатые разности. Появление последних связано с неравномерным распределением в породе красящих железистых соединений.

Основными порообразующими компонентами являются кремнезем (кварц) и соединения железа. Кремнезем находится в разных степенях

раскристаллизации, но преобладают его криптокристаллические скопления. Кремнистая масса, как правило, бывает густо пигментирована соединениями железа, которые образуют совместно с кварцем тонкую непрозрачивающую смесь. Процентное соотношение кремнезема и железа в яшмах является величиной непостоянной. В наиболее чистых яшмах (см. табл. 2) содержание кремнезема — 90—91%, соединений железа — порядка 6—7%, однако содержание железа может увеличиваться до первых десятков процентов, и яшмы в этом случае можно рассматривать в качестве бедной железной руды.

Соединения железа либо равномерно пигментируют кремнистую массу породы, либо образуют неправильной формы сгустковые скопления. В некоторых разностях яшм содержание железа изменяется послойно (полосчатые разности). В наиболее богатых железистыми соединениями разностях яшм гематит обособляется среди кремнистой массы в самостоятельные мелкие линзочки.

Характерно отсутствие в яшмах примеси терригенного материала и их очень слабая глинистость ($Al_2O_3 = 0,64\%$). Встречаются реликты радиоларий.

Тип 10. Железные руды

В составе продуктивной пачки месторождения Джайрем на фоне карбонатных пород обособляется несколько железорудных горизонтов мощностью до 30 м. Эти горизонты имеют сложное неоднородное строение. Они представлены серией линз и прослоев, сложенных железистыми яшмами, магнетитом, гематитом и известняками (рис. 18). Эти породы в пределах рудоносного горизонта многократно переслаиваются и



Рис. 18. Чередование карбонатных и железистых прослоев в рудной пачке. В светлом карбонатном прослое видна петельчатая текстура. Рудный прослой состоит из чередования гематита и яшмы. Нат. вел.

сменяют одна другую в латеральном направлении, причем известняки неизменно присутствуют в подчиненном количестве, а яшмы и железные руды доминируют поочередно. Характерно, что карбонатные прослои в составе железорудных горизонтов, как правило, бывают резко разграничены с рудными и кремнистыми. Что касается железорудных и яшмовых прослоев, то между ними, напротив, часто наблюдаются постепенные переходы, хотя слоистая текстура и в этом случае остается хорошо выраженной. Более того, практически не встречается прослоев, сложенных чистой яшмой или чистым гематитом. Даже во внешне однородных прослоях яшмы при более детальном изучении неизменно обнаруживаются мельчайшие линзочки гематитового или магнетитового состава, а в рудной массе всегда присутствуют кремнистые включения.

Карбонатные породы в составе рудных горизонтов, а также составляющие фон продуктивной пачки, представлены тонко- и микрочернистыми известняками, однородными или с элементами петельчатой текстуры. Последняя

намечается в разностях карбонатных пород, содержащих примесь тонкого пеплового материала. В целом известняки продуктивной пачки характеризуются слабой кремнистостью (SiO_2 не более 10%) и отсутствием примеси терригенного материала. Это наиболее чистые разности известняков из всех типов, встреченных в разрезе рудовмещающих толщ фаменского возраста.

Тип 11. Пирокластические породы

Среди пирокластических пород выделяются два подтипа: а) туфы и б) туфогенные породы.

а) туфы лито- и кристаллокластические развиты преимущественно в средних горизонтах верхнего фамена, в месте выклинивания рудных пластов месторождения. Это массивные породы серого и зеленовато-серого цвета с хорошо различной обломочной структурой (рис. 19). Размеры обломков различны; некоторые из них неразличимы невооруженным глазом, другие достигают величины 2—3 см. Преобладают обломки, измеряемые долями сантиметра. Большинство обломков имеет неправильные остроугольные очертания, или же им свойственна причудливая лапчатая форма, обусловленная изломом породы по полостям миндалин (рис. 20), реже наблюдаются сглаженные оплавленные контуры.

Обломки в подавляющем большинстве случаев представлены эффузивами спилитового типа, реже карбонатными породами. В некоторых разностях туфов присутствуют обломки кристаллов плагиоклаза (рис. 21). Эффузивы, слагающие обломки, имеют близкий состав и отличаются в основном по структурным и текстурным особенностям. Большинству из них свойственна реликтовая витрофировая или пилотакситовая структура и миндалекаменная текстура, несколько реже наблюдаются разности с гялопилитовой структурой.

О первоначальном составе пород в обломках судить трудно, так как они нацело замещены вторичными минералами: вкрапленники плагиоклаза альбитизированы, миндалины выполнены кальцитом или хлоритом, основная масса либо полностью карбонатизирована, либо представлена бурым раскристаллизованным стеклом. Иногда по стекловатому базису породы развивается тонкочешуйчатый агрегат альбит-хлоритового состава.

Характерной особенностью туфов является полное отсутствие в них признаков сортировки пороодообразующего обломочного материала. Действительно, наряду с обломочными зернами размером около 1 см, в породе в большом количестве присутствуют идентичные им по составу обломки песчаной и алевроитовой размерности, которые как бы составляют цемент более грубой обломочной фракции.

б) туфогенные породы — образования, состоящие из материала пирокластического происхождения, который до момента своего захоронения подвергся некоторой механической обработке и в ряде случаев был в какой-то мере разбавлен веществом, имеющим осадочную природу (Сokolova, 1962). В рассматриваемом районе преобладают тонкозернистые туфогенные породы, отвечающие по своему составу туффитам и, может быть, туфогенным аргиллитам (Гаврилов, 1964, 1965). Последние обычно находятся в тонком ритмичном переслаивании с известняками (красноцветные известняки со стилолитовой и петельчатой текстурой) и реже локализируются в самостоятельные более мощные (0,2—0,7 м) прослои, приуроченные к различным горизонтам фаменского и турнейского ярусов.

По внешнему виду туфогенные породы напоминают пестроокрашенные аргиллиты, цвет которых изменяется от фиолетово- и зеленовато-серого до интенсивно красного и серовато-зеленого. Кремнистым разностям описываемых образований свойствен раковистый излом, а более глинистые из них дают характерную игольчатую щебенку.

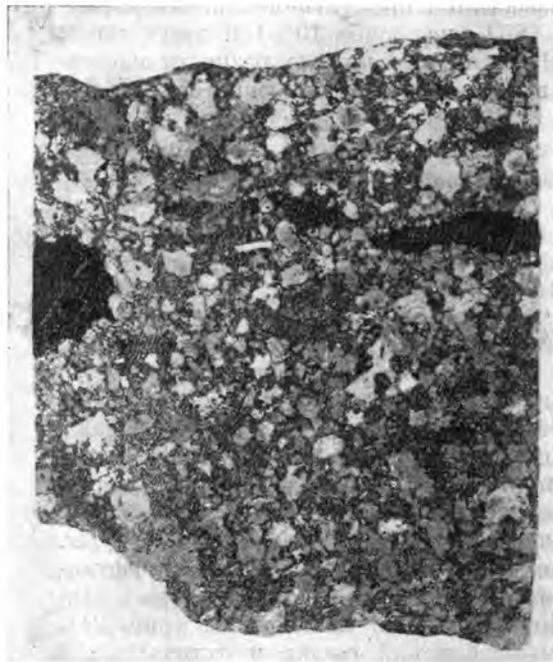


Рис. 19. Туф кристаллокластический (тип 12). Нат. вел.

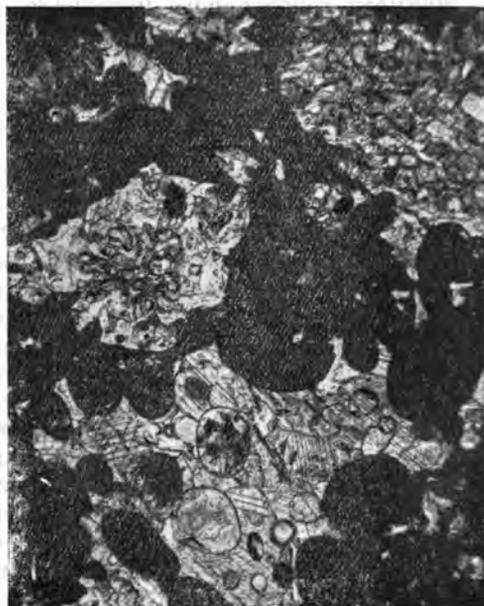


Рис. 20. Туф литокластический (тип 12), $\times 20$, николи ||



Рис. 21. Туф кристаллокластический (тип 12), $\times 40$, николи ||



Рис. 22. Эффузивная порода спилитового типа (тип 12), $\times 40$, николи ||

Туфогенные породы состоят из тонкодисперсного агрегата кремнисто- или альбит-кремнисто-хлоритового состава, который, очевидно, образовался по тончайшему пепловому материалу. На фоне этой массы обособляются более крупные обломки вулканического стекла, также замещенные вторичными минералами, но, тем не менее, сохранившими характерные для пепловых частиц рогульчатые и серповидные очертания. Часто присутствуют мельчайшие обломки кристаллов кварца и плагиоклаза. В состав туффитов, помимо материала пирокластического происхождения, в значительном количестве входит осадочный кальцит. Характерно, что между туффитами (в которых вулканогенный материал сильно разбавлен осадочным и которые вследствие этого почти потеряли облик пирокластической породы) и собственно пепловыми образованиями имеется целый ряд переходных разностей.

Тип 12. Эффузивные породы спилитового типа

Диагностика эффузивных образований в составе отложений верхнефаменского возраста затруднена тем, что в этих толщах, помимо покровов излившихся пород, широкое распространение имеют межпластовые гипабиссальные тела, по составу очень близкие к переслаивающимся с ними эффузивными породами. Нам представляется, что эффузивную природу имеют только лавы спилитового типа, тогда как диабазовые порфириды, судя по их структурным особенностям и характеру контактов с вмещающими породами, следует относить к гипабиссальному типу¹.

Эффузивы спилитового типа — массивные породы зеленовато-серого цвета, характеризуются хорошо выраженной миндалекаменной текстурой (см. рис. 22). Породы состоят из микролитов альбита, погруженных в бурое хлоритизированное стекло. Иногда в бурой массе различимы небольшие скопления цоизита, возможно возникшие по мелким выделениям темноцветных минералов. Характерно присутствие титаномагнетита и лейкоксена. На фоне основной массы обособляются редкие порфириды выделения альбитизированного плагиоклаза и многочисленные миндалины, выполненные хлоритом и кальцитом. В некоторых разностях миндалины составляют до 30% всей массы породы.

Условия седиментации и текстурные особенности пород

Тектурные особенности пород, в том числе правильная очень тонкая горизонтальная слоистость, указывают на отсутствие движений воды в придонных частях бассейна. Следовательно, осадконакопление происходило на достаточно больших глубинах ниже зоны действия волн и течений. Лишь в некоторых типах (в сероцветных алевролитах и в желваковистых известняках) отмечаются признаки накопления осадка при относительно меньших глубинах.

В спокойных условиях накапливались на дне однородные хомогенные кремнисто-карбонатные породы. На их фоне периодически появляются породы смешанного состава, характерной чертой которых является частое ритмичное послойное отложение вулканогенного материала: хомогенного (кремнезема и железа) или пирокластического. Мы назвали эти породы «ритмитами». Ритмы обычно двучленного строения, в разных типах пород они имеют разный состав и несколько различную мощность. В ряде случаев отмечается характерное объединение мелких ритмов в более крупные (ритмичность разных порядков).

¹ А. А. Рожнов (1962) рассматривает диабазовые порфириды как породы излившиеся.

Наиболее сложные условия седиментации, по-видимому, были при формировании продуктивной пачки, когда подача хемогенного материала проходила наиболее интенсивно, причем преобладало поступление то одного, то другого элемента. Неравномерность наслоения и сложная последовательность слоев разного состава в этой части разреза, очевидно, объясняется тем, что поступление различных хемогенных компонентов вулканического происхождения шло то одновременно, то столь быстро следовало одно за другим, что создавались прослой сложного состава, являющиеся переходными между соседними (например, железистые яшмы между кремнистыми и железорудными слоями).

Характеристика пород показывает, что текстурные различия их зависят не от изменения фациальной обстановки (так как она по существу не менялась) и не от состава пород (так как в породах разного состава отмечаются одни и те же текстуры), а определяются двумя факторами — ритмическим характером подачи в осадок вулканогенного материала и вторичным перераспределением компонентов пород главным образом при диагенезе, а иногда и позже. Диагенетическое перераспределение вещества и образование конкреций имело некоторые специфические черты в зависимости от характера исходных типов отложений, в которых они развивались.

Стилолитовая текстура, столь характерная для некоторых типов, развивалась, очевидно, главным образом там, где уже до этого (при седименто- и диагенезе) произошла более резкая дифференциация компонентов (преимущественно карбонатного и глинистого), а породы состояли из ритмов с более резко выраженным двучленным строением. Поэтому, как мы уже говорили выше, красноцветные известняки со стилолитовой текстурой нельзя считать таким генетическим типом, появление которого обусловлено изменением палеогеографической обстановки.

Комплексное применение к конкретной вулканогенно-осадочной толще двух разных методов исследования: фациального анализа (с использованием особенностей деталей текстур) и петрографического изучения позволяет достаточно уверенно установить зависимость осадконакопления от различных факторов — палеогеографической обстановки и воздействия вулканизма. Это особенно важно для определения генезиса рудных концентраций и закономерностей их размещения внутри осадочной толщи.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ПОРОД В РАЗРЕЗЕ РУДОВМЕЩАЮЩЕЙ ТОЛЩИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДЖАЙРЕМ И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Для того чтобы установить, какую роль в процессе рудонакопления играет палеогеографический фактор, рассмотрим, как распределяются в разрезе рудовмещающей толщи месторождения Джайрем выделенные нами генетические типы отложений.

Наиболее полный разрез отложений фамен-турнейского возраста вскрыт на участке Северный Джайрем в месте выклинивания основных рудных залежей месторождения. Толща, отвечающая фаменскому ярусу, согласно залегает на очень пестром в литологическом отношении вулканогенно-обломочном комплексе пород, в состав которого входят различные пирокластические и туфогенные образования, переслаивающиеся с песчаниками, алевролитами и лавами различной основности. А. А. Рожнов (1962) относит эту толщу к живетскому и франскому ярусам девона. Самые верхние горизонты франского яруса, непосредственно подстилающие рассматриваемый комплекс отложений, представлены красноцветными алевролитами.

Нижнефаменский подъярус

Мощность, м

1. Непосредственно на красноцветных алевролитах франского яруса залегают сероцветные алевролиты в основании разреза с глинистым цементом, выше с карбонатно-глинистым и глинисто-карбонатным (тип 1). Для них характерно присутствие растительного детрита наряду с остатками морской фауны (гастроподы, пелециподы). Горизонт имеет отчетливо выраженный переходный характер от терригенных отложений островного морского бассейна франского века к существенно карбонатным толщам фаменского и турнейского времени 80
2. Кремнисто- и кремнисто-глинисто-карбонатные породы темно-серого цвета, микро- и тонкозернистые. Характерно чередование прослоев преимущественно карбонатного состава и более глинистых, содержащих примесь тонкого обломочного материала. Карбонатные прослои, как правило, распадаются на серию конкреционных стяжений (тип 3). В виде подчиненных прослоев присутствуют сероцветные алевролиты и известняки, лишенные примеси терригенного материала 90
3. Пластовое тело¹, сложенное породами монцонитового состава 100
4. Однородные темно-серые кремнистые известняки с примесью тонкого терригенного материала и глинисто-кремнисто-карбонатные породы (тип 2) с подчиненными прослоями тонкослоистых известняков и пирокластических пород. Слоистая текстура известняков обусловлена ритмичным появлением в известковой или глинисто-известковой массе прослоев, обогащенных кремнеземом и содержащих большое количество остатков радиолярий (кремнисто-карбонатные ритмиты, тип 4, подтип «а»).

Пирокластические породы (тип 14) представлены туффитами и мелко-обломочными туфами порфиритового состава. Мощность их прослоев обычно не превышает нескольких сантиметров и количество очень невелико.

Характерна последовательность появления на фоне однородных глинисто-кремнисто-карбонатных пород прослоев кремнисто-карбонатных ритмитов и пирокластических образований: вначале появляются ритмиты, затем туфогенные породы и, наконец, мелкообломочные туфы.

В верхах горизонта два маломощных пластовых тела интрузивных пород монцонитового состава. Характерно интенсивное приконтактовое изменение вмещающих пород. Общая мощность горизонта 260

Верхнефаменский подъярус

5. Приконтактовая зона монцонитовой пластовой интрузии. Осадочные породы сильно изменены и перекристаллизованы. Метаморфизм усиливается присутствием среди осадочных образований маломощных межпластовых интрузивных инъекций. Первоначальный состав и текстурные особенности осадочных пород часто бывает трудно восстановить. Судя по относительно сохранившимся прослоям пород, фон описываемого интервала по-прежнему составляли однородные кремнистые известняки и глинисто-кремнисто-карбонатные породы, иногда послонно обогащенные радиоляриями. В некоторых частях этих пород видны реликты конкреционных текстур. А. А. Рожнов указывает на присутствие в этом интервале прослоев туфов 40
6. Интрузивное тело, сложенное породами монцонитового состава ~ 120
7. Приконтактовая зона. Гранитизированные кремнисто-карбонатные породы 20
8. Кремнисто-глинисто-карбонатные породы с отчетливо выраженной пятнистой текстурой. Образования очень своеобразные, имеющие несомненно диагенетическую природу. В других частях разреза такие породы не встречены и поэтому в самостоятельный тип не выделены 12
9. Однородные темно-серые кремнистые известняки и глинисто-кремнисто-карбонатные породы (тип 2), среди которых в значительном количестве появляются прослои, сложенные органогенно-обломочными известняками с примесью тонкого пирокластического материала (тип 7). Послед-

¹ Тела гипабиссальных пород в разрезе (см. рис. 23) не изображены.

ние разности пород макроскопически почти не отличимы от обычных однородных пород второго типа. В подчиненном количестве присутствуют кремнисто-карбонатные и алевроит-карбонатные ритмы. Обнаружен один прослой мелкообломочного туфа мощностью 1 м. Общая мощность горизонта	50
10. Частое переслаивание кристаллокластических туфов с сероцветными глинистыми известняками с петельчатой текстурой (тип 5) и кремнистыми известняками, содержащими примесь пирокластического материала. Характер переслаивания следующий (снизу): глинистые известняки с петельчатой текстурой (5 м); туф мелкообломочный (1 м); глинистые известняки с петельчатой текстурой в переслаивании с однородными кремнистыми известняками (15 м); туфы грубообломочные кристаллолитокластические (1,5 м); глинистые известняки с петельчатой текстурой в переслаивании с однородными глинисто-кремнисто-карбонатными породами (18 м); туф мелко- до среднеобломочного (0,5 м). Общая мощность горизонта	40
11. Пачка карбонатных пород. Преобладают глинистые известняки с петельчатой текстурой, среди которых обособляются довольно мощные слои (5—10 м), сложенные однородными кремнистыми и органогенно-обломочными известняками с примесью пирокластического материала, а также с подчиненными по мощности прослоями алевроит-карбонатных ритмов. Общая мощность горизонта	140
12. Пластовое тело диабазовых порфиритов	35
13. Глинистые известняки с петельчатой текстурой, иногда однородные. Подчиненные прослои карбонатных пород с повышенным содержанием манганокальцита и родохрозита	20
14. Пластовое тело диабазовых порфиритов	120
15. Переслаивание спилитов (тип 12) с глинистыми известняками с петельчатой текстурой и диабазовыми порфиритами, возможно, эффузивного происхождения	75
16. Глинистые известняки розовато- и зеленовато-серого цвета с петельчатой текстурой	35

Нижнетурнейский подъярус

17. Однородные глинисто-кремнисто-карбонатные породы темно-серого и черного цвета, известные под названием «углистых известняков». По составу и текстурным особенностям эти образования близки к породам типа 2, широко представленным в фаменском ярусе, и отличаются от последних несколько большей графитизацией. Среди углистых известняков присутствуют маломощные линзы и прослои туфогенных пород. Общая мощность горизонта	40
18. Желваковистые известняки (тип 8)	50

Верхнетурнейский подъярус

Верхнему турне отвечает толща преимущественно однородных пород глинисто-кремнисто-карбонатного состава, среди которых спорадически встречаются прослои пелловых туфов, туффитов и вулканических аргиллитов, а также сопутствующих им кремнисто-карбонатных ритмов. В верхах толщи в карбонатных породах появляются примесь тонкого терригенного материала и прослои алевролитов, мощность и количество которых вверх по разрезу постепенно увеличивается. Верхние, обогащенные терригенным материалом горизонты турнейского яруса в литологическом отношении являются переходными к сероцветной терригенной толще визейского возраста.

* * *

Анализ приведенного выше разреза позволяет сделать ряд выводов об условиях седиментации изученной толщи. Ее формирование происходило в открытом море, которое покрыло рассматриваемую территорию в начале фаменского века. Начало трансгрессии знаменуется появлением в разрезе пачки сероцветных алевролитов, которые вверх по разрезу быстро сменяются преимущественно карбонатными образованиями, содержащими сравнительно небольшую примесь обломочных зерен. Трансгрессия развивалась быстро и достигла своего максимума во второй половине

фаменского века, когда поступление терригенного материала в морской бассейн почти прекратилось. Морской режим продолжает существовать и в нижнем карбоне, хотя в эту эпоху уже появляются некоторые указания на обмеление бассейна. Явные признаки регрессии моря отмечаются в конце турнейского века, когда среди карбонатных образований вновь появляются прослой терригенных пород.

Таким образом, поступление терригенного материала в морской бассейн с суши имело место только в начале фаменского яруса и вновь возобновилось уже в конце турнейского века, в остальное же время господствовала хемогенная седиментация.

В течение большей части фаменского и турнейского веков наблюдается явная стабилизация палеогеографических условий. В это время происходит непрерывное хемогенное осаждение кремнезема и кальцита, которые в разных соотношениях входят в состав большинства типов пород. Как было показано выше, накопление кремнисто-карбонатных илов происходило на достаточной большой глубинах, ниже действия волн и при отсутствии придонных течений, т. е. в условиях, которые могли возникать только в относительно углубленных участках морского дна.

Породы, текстурные особенности которых указывают на то, что выпавший осадок перемещался или взмучивался, имеют весьма ограниченное распространение. К таким образованиям относятся желваковистые известняки, образующие маркирующий, достаточно мощный (около 50 м) горизонт в верхах нижнего турне и пестроцветные известняки с волнисто-слоистой текстурой. Эти породы по-прежнему формировались в открытом море, но, возможно, при его некотором обмелении (в данном случае имеется в виду только относительное обмеление, которое не повлекло за собой возникновения участков суши). На то, что осадконакопление все еще происходило в достаточном удалении от берега и на значительной глубине (десятки метров), указывает равномерность и правильность волнистой слоистости, довольно большая длина волн, а также очень незначительная примесь обломочного алеврита.

Появление в разрезе пород с волнистой слоистостью и признаками взмучивания является своего рода первым предвестником регрессии моря.

Несмотря на то, что накопление толщ фамен-турнейского возраста происходило в однотипных палеогеографических условиях, их разрез далеко не однороден. Последнее обстоятельство связано с тем, что накоплению осадочных пород сопутствовала вулканическая деятельность различной интенсивности, имеющая на каждом этапе особую качественную характеристику. Особенности изменения разреза обуславливаются именно типом сочетания, типом парагенеза его вулканогенной и осадочной составляющей.

Из приведенного разреза видно, что для самых низов фамена проявление вулканической деятельности не характерно. Седиментация на этом первом этапе определяется в основном хемогенным осаждением карбонатов и привносом в морской бассейн с суши обломочного материала алевритовой и пелитовой размерности (горизонты 1—2, разреза 1, рис. 23).

Второй этап (горизонты 3—8, рис. 23) характеризуется интенсивным одновременным хемогенным осаждением карбонатного и в меньшей степени кремнистого вещества при очень ограниченном привносе в бассейн тонкого терригенного материала. В этот период фиксируются первые слабые проявления вулканической деятельности. В морской бассейн периодически начинают поступать добавочные порции кремнезема, в связи с чем в разрезе среди преимущественно карбонатных пород появляются образования типа кремнисто-карбонатных ритмитов. Затем начинаются также периодические и еще очень слабые подачи пирокластического материала, в результате чего формируются маломощные прослой туффитов,

вулканических аргиллитов и реже мелкообломочных туфов. Характерно, что кремнисто-карбонатные ритмиты неизменно появляются в разрезе одновременно с туфогенными породами, что, несомненно, указывает на зависимость их образования (ритмическислоистых пород) от вулканической деятельности.

Третий этап осадконакопления, отвечающий большей части верхнего фамена (горизонты 9—16, рис. 23), характеризуется максимальной активизацией вулканической деятельности. На фоне карбонатных пород, практически лишенных примеси терригенного материала, появляются слои, сложенные грубообломочными кристаллокластическими туфами порфиритового состава, и покровы спилитов. Эти породы распространены по разрезу не равномерно, а группируются в двух горизонтах, появление которых соответствует двум своеобразным вулканическим максимумам (первый максимум отвечает горизонту 10 разреза I на рис. 23, второй — горизонту 15).

В промежутках между этими горизонтами вулканическая деятельность была ослаблена, но тем не менее она наложила заметный отпечаток на формирующиеся в этом интервале осадочные породы. В последних, как правило, присутствует примесь тонкого пирокластического материала, который либо рассеян в кремнисто-карбонатной массе породы (органогенно-обломочные известняки с примесью пирокластического материала), либо послойно обогащает ее (алевроит-карбонатные ритмиты, известняки с петельчатой текстурой). Особенно характерны для верхов фамена известняки с петельчатой текстурой, постоянное присутствие которых свидетельствует о непрекращающихся пульсационных подачах тонкого пеплового материала.

В турнейском веке наблюдается явная тенденция к затуханию вулканической деятельности. Среди осадочных пород этого возраста присутствуют только подчиненные прослои сильно измененных туфов и туффитов, чаще же пепловый материал в виде незначительной примеси бывает рассеян в кремнисто-карбонатной массе породы. Характерно присутствие кремнисто-карбонатных ритмитов, которые по-прежнему тяготеют к горизонтам, обогащенным туфогенным материалом. Вверх по разрезу роль вулканогенного материала в породах постепенно уменьшается, вплоть до полного его исчезновения.

ПОЛОЖЕНИЕ В РАЗРЕЗЕ РУДОНОСНЫХ СЛОЕВ И СПЕЦИФИКА СТРОЕНИЯ ПРОДУКТИВНОЙ ПАЧКИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Участок Северный Джайрем, по которому был составлен разобранный выше разрез, располагается в месте выклинивания продуктивной пачки месторождения. Как видно из рис. 23, рудоносные слои и перекрывающая их пачка красноцветных известняков со стилолитовой текстурой в возрастном отношении соответствуют третьему этапу осадконакопления фаменского времени.

В чем же заключается специфика разреза фаменских отложений непосредственно в районе месторождения? Прежде всего обращает на себя внимание то обстоятельство, что подрудные горизонты, соответствующие приблизительно первому и второму этапам фаменской седиментации, и надрудные, отвечающие турнейскому ярусу в районе выклинивания рудных залежей (разрез I, см. рис. 23) и собственно в районе месторождения (разрез II), имеют тождественный состав и строение¹. Следовательно, специфическим образованием является только сама продуктивная

¹ Некоторые скважины в районе месторождения Джайрем вскрыли эффузивы или жильные породы, залегающие непосредственно под продуктивной пачкой. Характер этих образований в настоящее время не ясен.

пачка (в объеме, соответствующем третьему этапу осадконакопления разреза I). Главные члены парагенеза пород для этого участка разреза представляют следующие образования: известняки однородные, практически лишенные примеси терригенного материала; известняки кремнистые, однородные или с элементами ритмического строения (послойно обогащенные кремнеземом); известняки красноцветные, с петельчатой и стилолитовой текстурой; яшмы и железные руды. В подчиненном количестве в них присутствуют железо-марганцовые руды, пирит-карбонатные ритмиты, сильно измененные пепловые туфы и вулканические аргиллиты. Фон продуктивной пачки составляют известняки, среди которых резко обособляются прослой и линзы железисто-яшмового состава.

Анализ пород, входящих в продуктивную пачку, показывает, что специфика ее состава и строения не может быть объяснена изменением палеогеографической обстановки. Условия седиментации в верхнем фамене в районе месторождения сохраняются те же, что и за его пределами, т. е. продуктивная пачка формируется в открытом море на значительных глубинах, в период, когда поступление терригенного материала в бассейн с суши было наиболее ограниченным.

Специфическими образованиями, встречающимися только в пределах продуктивной пачки, являются яшмы, железные руды и красноцветные известняки с петельчатой и стилолитовой текстурой.

Появление в разрезе яшм и железных руд связано с привнесом в морской бассейн больших добавочных порций кремнезема и железа. Возможность поступления соединений этих элементов с суши в период, когда фаменная трансгрессия моря достигает своего максимума, очевидно, исключена. Остается предположить, что растворы, поставляющие в бассейн кремнезем и железо, были генетически связаны с вулканической деятельностью. Это предположение подтверждается пространственной связью железных руд и яшм с вулканическими породами; так, железисто-яшмовые горизонты продуктивной пачки по простиранию (в направлении участка Северный Джайрем) сменяются отложениями, в составе которых значительную роль играют грубообломочные туфы и эффузивы, а вся продуктивная пачка в целом, как это указывалось выше, формируется в период максимальной активизации вулканической деятельности.

Железо в составе продуктивной пачки месторождения Джайрем присутствует в двух основных формах: сульфидной (в виде пирита) и окисной (гематит и другие соединения). Чередование в вертикальном разрезе горизонтов, поочередно обогащенных то сульфидами железа (пирит-карбонатные ритмиты), то его окисными соединениями, связано в основном с изменением состава рудоносных растворов во времени, хотя некоторая часть пирита, несомненно, образовывалась в результате восстановления реакционно-способного окисного железа. В этом случае, как было показано Н. М. Страховым (Страхов, Залманзон, 1955), аутигенно-минералогические формы железа есть функция от массы органического вещества, присутствующего в осадке к началу редукции железа. Пока поступление окислов железа было сравнительно ограниченным, содержащегося в исходном осадке органического вещества хватало на их восстановление и перевода в пиритную форму.

Когда подача рудоносных растворов усиливалась, органического вещества хватало уже на редукцию только очень незначительного количества всего поступающего в осадок железа, большая же часть последнего оставалась в окисной форме. Присутствием нередуцированных окислов железа объясняется красноцветная окраска, свойственная многим породам продуктивной пачки (красноцветные известняки с петельчатой и стилолитовой текстурой, сургучно-красные яшмы, вулканические аргиллиты различных оттенков красного цвета).

Помимо соединений железа и кремнезема, в морской бассейн в период

формирования продуктивной пачки в некотором количестве поступал тонкий пепловый материал. Его подачи также имели периодический характер и часто совпадали во времени с выносом железа. При одновременном неоднократном поступлении в карбонатные илы соединений железа и тонких пирокластических частиц возникали своеобразные ритмиты, в которых прослой вулканического происхождения (железистые вулканические аржиллиты) резко дифференцировались от карбонатных. Из таких ритмитов впоследствии возникали красноцветные известняки со стилолитовой текстурой — образования, очень характерные для продуктивной пачки.

Таким образом, комплекс пород, отвечающий продуктивной пачке, формировался в тех же палеогеографических условиях, что и синхронные ему безрудные отложения. Специфические для рудоносной толщи породы возникали в результате обильного поступления в морской бассейн железистых и кремнесодержащих растворов вулканического происхождения, а также периодического привноса в него тонкого пеплового материала.

По отношению к вулканическим центрам рудоносная толща занимает совершенно определенное положение. Залежи руд локализируются в месте выклинивания слоев, сложенных грубообломочными туфами и эффузивами, т. е. в периферической зоне вулканического очага верхнефаменского времени.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Анализ изложенного выше материала позволяет сделать следующие выводы:

1. Накопление руд и рудовмещающих отложений происходило в относительно углубленных участках дна открытого морского бассейна. Седиментация происходила в очень спокойных условиях, без перераспределения осадка на дне волнениями или донными течениями.

2. Накопление осадков в фаменском веке на рассматриваемой территории протекало в однотипных палеогеографических условиях, которые не изменялись и во время рудонакопления. Рудные концентрации возникали на совершенно однообразном фациальном фоне.

3. Пестрота вещественного состава пород изученного разреза и их текстурное многообразие обуславливаются влиянием вулканизма на общий ход осадочного процесса.

Пульсационное поступление в осадок материала вулканического происхождения как пирокластического, так и хемогенного (кремнезем и соединения железа) повлекло за собой возникновение целого ряда пород вулканического, вулканогенно-осадочного и смешанного генезиса.

4. Характер вулканической деятельности изменялся на отдельных этапах формирования рассматриваемого комплекса отложений, что сказывалось на особенностях состава и строения пород и смене их в разрезе.

5. Период рудонакопления совпадает во времени с этапом максимальной активизации вулканической деятельности.

6. Рудонакопление происходило в непосредственной близости от вулканических очагов и было теснейшим образом с ними генетически связано. Однако рудные концентрации не локализовались непосредственно среди лав или туфов, а возникали в зоне их выклинивания. Очевидно, рудные соединения выносились в морской бассейн вулканическими растворами.

7. Периферические части вулканических очагов являются наиболее перспективными для рудонакопления.

8. Появление в разрезе осадочных толщ красноцветных известняков с петельчатой или стилолитовой текстурой может служить поисковым признаком на железу. Однако это — не фациальный поисковый признак. В данном случае возникновение красноцветных пород связано не с

изменением палеогеографической обстановки (обмеление бассейна), а с влиянием вулканического фактора на седиментацию. Появление красноцветных известняков следует рассматривать как указание на некоторую активизацию вулканической деятельности, с которой связано поступление в бассейн добавочных порций соединений железа.

9. Появление рудных пластов на фоне толщ, накопление которых происходило в неизменной палеогеографической обстановке, само по себе может рассматриваться как указание на вулканогенно-осадочный генезис оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

- Ботвинкина Л. Н. Некоторые особенности генетических типов отложений и закономерности их наложения в параллельных формациях разных климатических областей. В кн.: Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. Труды ГИН АН СССР, вып. 84, 1963.
- Гаврилов А. А. Ордовикские туфогенные аргиллиты Южного Урала.— Докл. АН СССР, 1964, 156, № 6.
- Гаврилов А. А. Ордовикский вулканогенно-осадочный комплекс на Южном Урале.— Литология и полез. ископ., 1965, № 3.
- Митряева Н. М., Рожнов А. А., Щерба Г. Н. К генезису полиметаллических руд Атасуйского района (Центральный Казахстан).— Изв. АН КазССР, серия геол., 1962, вып. 6/51.
- Рожнов А. А. Разрез вулканогенно-осадочных пород верхнедевонского возраста в районе Джайрема (Западный Атасу).— Изв. АН КазахССР, серия геол., 1962, вып. 6/51.
- Сапожников Д. Г. Караджальское железо-марганцевое месторождение (в Центральном Казахстане).— В кн.: Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца.— Труды ГИН, 1963, вып. 89.
- Соколова Е. А. Об условиях формирования отложений верхнего девона и нижнего карбона и связанных с ним железо-марганцевых руд в Джаильминской мульде.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 5.
- Соколова Е. А. Об одном из типов пирокластических пород в вулканогенно-осадочных толщах кембрийского возраста хребта Кузнецкий Алатау.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 3.
- Соколова Е. А. О некоторых диагенетических текстурах в марганценосных толщах.— Геол. рудных м-ний, 1963, № 1.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 1.

В. Н. Григорьев

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ БОКСИТОВ СРЕДНЕЙ АЗИИ И ИХ ФОРМАЦИОННОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Любая теория генезиса геосинклинальных бокситов не может претендовать на объективность без учета конкретной палеогеографической обстановки их формирования. К сожалению, представить ее для многих геосинклинальных районов очень трудно. В ряде случаев это обусловлено недостаточно подробным стратиграфическим расчленением разрезов, что затрудняет их сопоставление. Кроме того, в геосинклинальных областях часто наблюдается приуроченность выходов отложений определенного возраста к линейно вытянутым узким полосам, что также мешает построению площадных палеогеографических схем. Многое может дать в отношении генезиса бокситов выяснение соотношения бокситоносных и смежных с ними формаций. Работы такого направления были начаты А. В. Пейве (1947). Другими геологами с подобной точки зрения бокситы почти не рассматривались, и лишь недавно этот вопрос вновь затронут в статьях К. В. Боголепова (1961) и Г. И. Бушинского (1964).

В Советском Союзе среди геосинклинальных областей, в которых известны месторождения бокситов, наиболее подходящей для проведения исследований в указанных направлениях является территория Тянь-Шаньской геосинклинали. Верхнепалеозойские отложения распространены в ней на значительной площади, и в последние годы проведено весьма детальное их расчленение и достаточно надежное сопоставление. В данной статье сделана попытка использовать для этих целей приведенный в литературе большой геологический материал, накопленный работами многочисленного коллектива исследователей Средней Азии.

Стратиграфическое положение палеозойских бокситов и бокситовых пород

Как известно, первая находка бокситов в 1931 г. в массиве известняков нижнего и среднего карбона горы Кызымчак в Средней Азии принадлежит А. П. Марковскому (1935). Он предполагал, что найденная им на южном склоне западной вершины линза бокситов находится в верхней части нижнего карбона¹. Им было высказано предположение, что бокситы должны быть приурочены к «определенному горизонту» и что территория распространения карбона по северному склону Алайской горной системы представляет большой интерес для поисков бокситовых месторождений.

¹ В карбоне он выделял виле (по *Productus striatus* Fisch.) и средний карбон (по *Spirifer mosquensis* Fisch.).

Проводивший в 1934 г. поиски бокситов в Шахристанском районе В. Н. Павлинов (1936) считал, что линза бокситов на горе Кызымчак залегает между охарактеризованными фауной отложениями визе и намюра. Однако, наряду с этой линзой бокситов, В. Н. Павлинов указал на развитие в Шахристанском районе выдержанного горизонта железисто-каолининовых пород среди красных «дресвяных» известняков низов московского яруса. Этот горизонт был им прослежен, кроме гор Кызымчак, в расположенных к югу от них известняковых массивах Мукур и Дже-нишке.

На основании изучения в 1935 г. Кызымчакского, Андаракского, Варухского и Сохского выходов бокситов А. В. Пейве (1935, 1937) сделал вывод, что бокситы и бокситовые породы во всех этих месторождениях приурочены к одному горизонту и в «ненарушенных» тектоникой разрезах залегают на неровной поверхности бисульфатových известняков намюрского яруса и покрываются известняками московского яруса, содержащими *Choristites ex gr. mosquensis* Fisch. Отсутствие бисульфатового горизонта в Кызымчакском месторождении А. В. Пейве объяснял существованием больших надвигов, развитых в плоскости развития бокситового горизонта.

Приуроченность открытых к началу 1940 г. в предгорьях Туркестанского и Алайского хребтов палеозойских бокситов к единому горизонту была подтверждена исследованиями О. И. Сергуньковой. В составленной ею в 1940 г. схеме расчленения карбона для указанной территории «аллитовый» горизонт занимает место в основании московского яруса и залегает в разных месторождениях, а иногда и в пределах одного месторождения на различных горизонтах нижнего карбона. В отличие от А. В. Пейве залегание бокситов и бокситовых пород на разных по возрасту отложениях объясняется ею не следствием надвигов, а размывом, предшествовавшим бокситонакоплению. Интересно отметить, что О. И. Сергунькова указывает на существование в восточной части Кызымчакского месторождения линзы бокситов внутри визейских известняков. Однако эту линзу она считает связанной с основным горизонтом бокситов и объясняет ее появление глубокой закарстованностью поверхности размыва в основании среднего карбона.

В более поздней работе 1948 г., посвященной разбору стратиграфии среднекаменноугольных отложений Тянь-Шаня, О. И. Сергунькова, используя дополнительные материалы, полученные при изучении ею территории Чаувайского рудного поля, рассматривает «аллитовый» горизонт как самостоятельную стратиграфическую единицу, соответствующую верхнебашкырским отложениям, и относит его к базальным отложениям среднего карбона.

Примерно с 1948 г. начинается новый период ревизионных поисковых и разведочных работ на палеозойские бокситы в Средней Азии. В них принимают участие главным образом исследователи Узбекского геологического управления — Л. П. Коннов, Г. А. Беленький, А. А. Юрьев, Г. П. Епанчинцев, И. И. Санникова, Л. Г. Лунина, Д. П. Ляшкевич и Таджикского геологического управления — В. Б. Карлов и В. Н. Нефедов. Много новых точек бокситопроявлений среди отложений верхнего палеозоя было обнаружено в процессе проведения геологических съемок. К настоящему времени в Средней Азии насчитывается около 20 участков, на которых развиты палеозойские бокситы или бокситовые породы железисто-каолининового состава с большим или меньшим содержанием свободного глинозема. Они расположены в пределах сравнительно узкой субширотной полосы, протягивающейся от северных предгорий Алайского хребта до гор Букантау в Кызылкумах. В отношении стратиграфического положения бокситов указанные работы еще более подтвердили существовавшее со времени работ А. В. Пейве представление о том, что большая

часть палеозойских бокситов и бокситовых пород приурочена к одному стратиграфическому уровню — границе между нижним и средним карбоном. Благодаря многочисленным специально поставленным стратиграфическим работам, главным образом О. И. Сергуньковой, О. И. Богуш, М. Н. Соловьевой, А. Д. Миклухо-Маклая и некоторых других исследователей, в настоящее время установлено, что указанные отложения относятся к верхнебашкирскому подъярису, к каравшинскому горизонту О. Л. Эйнора (1954) и М. Н. Соловьевой (1963). Следует добавить, что для месторождений наждака в Мальгузарских горах весьма однозначно доказывается их одновозрастность с бокситами, в результате метаморфизации которых они произошли (Мусин, 1955).

Есть ли кроме башкирского яруса в разрезе палеозоя и, в частности, карбона Средней Азии какие-либо признаки проявления бокситов или бокситоподобных пород? Такие указания имеются только по трем районам: району месторождения Кызымчак, месторождению Шингак-Учколь и Кокпатасскому району в Кызылкумах. Как уже указывалось, еще В. Н. Павлинов в своей работе 1936 г. обратил внимание на развитие в Шахристанском районе (горы Кызымчак, Мукур и Дженишке) железисто-каолинитовых пород среди известняков нижней половины московского яруса. Это было подтверждено целым рядом более поздних исследований. Кроме того, в работах М. М. Посоховой и Л. П. Коннова имеется указание на то, что в горах Кызымчак есть бокситовые породы среди визейских известняков, и это впервые было отмечено О. И. Сергуньковой. В последние годы на основании данных, полученных В. Б. Карловым при проведении разведочных канав, было выяснено, что бокситовые породы в визейских известняках образуют линзу мощностью до 1,5 м и протяженностью в несколько десятков метров. Пока не исключено, что формирование этой линзы связано с предверхнебашкирским перерывом.

Представление о приуроченности бокситов к нескольким горизонтам среднего девона в месторождении Шингак-Учколь было высказано Г. П. Епанчинцевым и И. И. Санниковой. Однако более поздними работами О. И. Сергуньковой, Л. Г. Луниной, Д. П. Ляшкевич и некоторых других геологов было доказано, что бокситы этого месторождения, несмотря на свою кажущуюся многоярусность (из-за залегания среди разновозрастных пород от силура до нижнего карбона включительно) на самом деле связаны с тем же предверхнебашкирским перерывом, который отмечается и в большинстве других месторождений.

В Центральных Кызылкумах Кокпатасские рудопоявления бокситов расположены среди визейских известняков, соотношение которых с верхнебашкирскими отложениями проходит по тектоническому контакту. Хотя большинство исследователей и связывает формирование данных бокситов с наблюдаемым в этих районах стратиграфическим перерывом в основании верхнебашкирского подъяруса, но вопрос этот нельзя считать окончательно решенным.

В литературе имеются высказывания о силурийском возрасте наждаков, исследованных А. Ф. Соседко (1939) в Нуратинских и Тамдытауских горах. Они были основаны исключительно на залегании наждаков среди высокометаморфизованных известняков, условно относимых к силуру. Однако даже если эти известняки действительно силурийские, строение месторождения Шингак-Учколь заставляет относиться весьма осторожно к приведенной трактовке возраста наждаков. Для выяснения этого вопроса необходимы специально поставленные стратиграфические работы, подобные той, которая была проведена на указанном месторождении О. И. Сергуньковой. На основании положения этих наждаков в той же полосе, где расположены и точно доказанные верхнебашкирские бокситы и наждаки, большинство исследователей в последние годы

склонно и их считать башкирскими (Коннов, 1960, 1964; Мусин, 1955; Рахматуллаев, Финкельштейн, 1960; Бухарин, 1964; Пятков, 1964).

Таким образом, кроме характерного для Средней Азии верхнебашкирского бокситоносного горизонта, в отдельных районах признаки бокситообразования намечаются в московском ярусе и условно в визе. Были ли периоды накопления бокситов и бокситоподобных пород в девоне и силуре, пока сказать трудно.

Ниже сделана попытка восстановить географическую обстановку лишь главного периода бокситонакопления в Средней Азии — позднебашкирского времени. Правда, тут же следует сказать, что и сейчас в отдельных разрезах карбона из-за плохой охарактеризованности их органическими остатками проведение границ башкирских отложений и тем более выделение их верхней «каравшинской» части может быть сделано лишь весьма условно.

Характеристика верхнебашкирских отложений

Наиболее широко верхнебашкирские отложения распространены в самой обширной в Тянь-Шане Алай-Кокшаальской структурно-фациальной зоне, продолжением которой на западе является территория Центральных Кызылкумов. Весьма широко эти отложения развиты и в Чаткало-Нарынской и Южногиссарской структурно-фациальных зонах. Гораздо реже они встречаются в Северотяньшаньской и Северопамирской зонах (рис. 1).

Алай-Кокшаальская зона

Верхнебашкирские отложения в пределах зоны представлены двумя типами разрезов: карбонатным, с которым связаны по существу все известные в Средней Азии месторождения палеозойских бокситов, и терригенным. Первый характерен для южной части Алай-Кокшаальской зоны примерно к западу от меридиана г. Оп, второй — для северной и всей восточной части.

Рассмотрение строения верхнебашкирских отложений следует начать с наиболее хорошо расчлененных разрезов первого типа, приуроченных прежде всего к полосе высоких предгорий Алайского и Туркестанского хребтов, иногда выделяемой в качестве Южноферганской подзоны.

Наиболее восточный разрез такого типа, с которым связаны самые восточные из известных к настоящему времени в Средней Азии рудопроявления бокситовых пород и бокситов, вскрыт в Чаувайском районе в горах Боорды, расположенных в 20 км к югу от г. Кызылкия. Здесь верхняя часть башкирского яруса (каравшинский горизонт) выделяется под названием «аллитового горизонта». Каравшинский возраст «аллитового горизонта» доказывается главным образом находкой в его отложениях соответствующего комплекса фораминифер, из которых М. Н. Соловьева (1963) указывает следующие: *Archaediscus bashkiricus* Krest. et Theod., *A. postrugosus* Reitl., *Eostaffella mosquensis* Viss., *E. pseudostruvei* Raus., *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Profusulinella* ex gr. *parva* (Lee et Chen).

Отложения горизонта описаны главным образом в разрезах, где они обогащены бокситовыми породами, которые вскрыты на пяти участках: Туюксайском, Коксайском, Сыртистоганском, Чальтансайском и Каузанском, расположенных точно на одной и той же широте. Одно из наиболее полных описаний разреза этого горизонта составила О. И. Сергунькова по Туюксаю и частично по Сыртистогансаю. Здесь в основании разреза на слоистых, часто окремненных известняках газских отложений, верхняя часть которых имеет нижнебашкирский возраст, лежат массивные серые известняки, для которых характерна обломочная текстура, придаю-

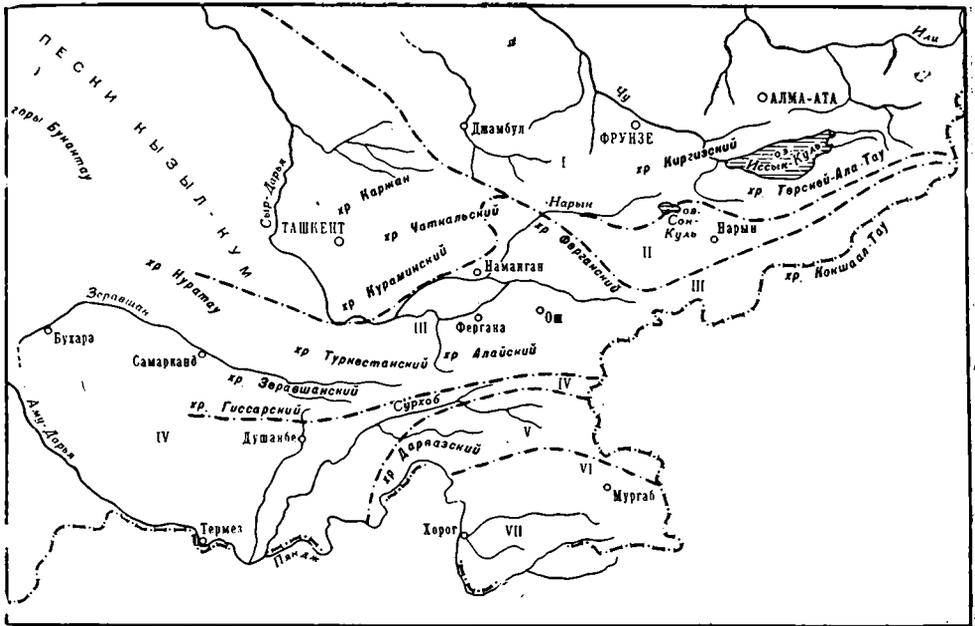


Рис. 1. Положение структурно-фациальных зон Средней Азии

I — Северотяньшаньская; II — Чаткало-Нарынская; III — Алай-Кокшаальская; IV — Южно-гиссарская; V — Северопамирская; VI — Центральнопамирская; VII — Южнопамирская

щая их поверхности пятнистый вид. Мощность этих известняков около 10 м.

На закарстованной поверхности этих известняков лежат отложения «IV рудного горизонта». В его основании развит 80-сантиметровый слой красных конгломератовидных бокситовых пород с линзами плотных бокситовых пород, окрашенных в красный и желтый цвет. Они перекрыты красными конгломератовидными известняками с аллитовым цементом, содержащими остатки брахиопод и пелеципод. Мощность этих известняков — 1 м. Заканчивается разрез «IV рудного горизонта» массивными пятнистыми известняками, подобными залегающим в основании разреза. Общая мощность этого горизонта 9,8 м.

Залегающий выше «III рудный горизонт» сложен в основании бокситовыми породами желтого цвета с зелеными прослоями, обладающими бобовым строением. Эти породы лежат на размытой поверхности предыдущего горизонта, заполняя отдельные карманы. Мощность бокситовых пород 0,5 м. Они перекрыты тонкослоистыми розовыми известняками с остатками гониатитов, брахиопод и гастропод. Тонкослоистые известняки покрываются серыми массивными известняками, которые в верхней части переходят в конгломератовидный известняк с бокситовым цементом. Общая мощность «III рудного горизонта» около 9 м.

В основании «II рудного горизонта» так же, как и в первых двух, выделяется пласт желтой бокситовой породы мощностью 1,3 м, разделенный примерно в середине 10-сантиметровым прослоем известняка. Выше этот пласт перекрыт массивными пятнистыми известняками, содержащими два двухметровых прослоя конгломератовидных известняков с бокситовым цементом. Общая мощность «II рудного горизонта» 15,3 м.

Заканчивается разрез «аллитового горизонта» 10-сантиметровым прослоем светло-желтой бокситовой породы («I рудный горизонт»), перекрытой пятнистыми известняками уже верейского возраста.

Общая мощность «аллитового горизонта» в разрезе Туюкская около 50 м.

Строение «аллитового горизонта», подобное описанному выше, судя по материалам Г. А. Беленького, характерно для всего Чаувайского района.

По данным Л. П. Коннова, бокситовые породы образуют здесь довольно крупные линзы (площадью до 2000 м² и более и мощностью до нескольких метров), расположенные среди конгломератовидных розово-бурых известняков.

Бокситовые породы из месторождений Чаувайской группы, как правило, каменистые, плотные, с редко рассеянными бобовинами. В некоторых линзах отмечаются рыхлые разности, а также разности, имеющие оолитовое строение. Окраска бокситовых пород желтая, оранжевая, розовая, зеленая, серая, но чаще всего ярко-красная и бурая.

Отличительной чертой Чаувайского района, по сравнению с другими районами Южноферганской подзоны, является «зараженность» бокситами всей толщи верхнебашкирских отложений. Некоторые исследователи насчитывали в ряде разрезов до семи уровней, к которым приурочены бокситовые тела. Почти во всех остальных месторождениях, как будет показано ниже, имеется один горизонт бокситов или бокситовых пород, и чаще всего они приурочены к подошве каравшинских отложений. Следует также подчеркнуть, что для Чаувайского района в сравнении с большинством других нет никаких данных говорить о сколько-нибудь длительном предверхнебашкирском перерыве в осадконакоплении и значительном размыве подстилающих отложений.

Южнее гор Боорды мощность верхнебашкирских отложений возрастает, но бокситовые породы исчезают из разрезов почти полностью. Лишь очень небольшие примазки и линзы зеленовато-серых бокситоподобных пород, известные как Исфайрамские бокситопроявления, были обнаружены в 1949 г. Г. А. Беленьким на границе «нижнего и среднего карбона» примерно в 15 км к югу от описанной выше полосы Чаувайской группы месторождений. Верхнебашкирские отложения в пределах рассматриваемой территории, выделяемой многими как Исфайрамская подзона, сложены массивными органогенными и слоистыми известняками и, по данным Н. А. Лисицыной и О. П. Богуш (1954), иногда можно видеть постепенный переход между ними и подстилающими отложениями нижнего карбона.

К западу от Чаувайских бокситопоявлений примерно на той же широте на протяжении 100 км расположено еще несколько выходов бокситоподобных пород: Охинский (Шахимарданский), Аирбазский (Донгурек-Дангенский), Каранглинский, Хайдарканский и наиболее крупный из них протяженностью около 3 км Сохский. Последний находится в 65 км к югу от г. Коканда на левом берегу р. Сох. Бокситовые породы образуют на этих участках линзы и линзообразные прослои мощностью часто более 10 м. В отличие от Чаувайского района, в большинстве случаев они расположены на слегка закарстованной поверхности мартиниевых, а в западной части Сохского месторождения даже на стратусовых слоях виле. Отложения намюра и низов башкирского яруса (газские слои) отмечаются под бокситовыми породами лишь на Хайдарканском участке. Местами под бокситовыми породами отдельными исследователями указываются карбонатные брекчии с бокситовым цементом мощностью до 20 м. Таким образом, в большинстве перечисленных участков под бокситами фиксируется четкий перерыв. Однако к югу от Сохского месторождения в разрезах на р. Сох, расположенных примерно на широте кишлака Кштут, по мнению О. И. Сергуньковой, отложения нижнего карбона представлены полностью и нет никаких данных, свидетельствующих о размыве или перерыве между ними и отложениями среднего карбона.

Отложения, перекрывающие бокситовые породы, на перечисленных

участках обычно выделяются как средний карбон и более дробного их расчленения не приводится. Как правило, это — серые тонкослоистые известняки. Скорее всего нижняя часть этих известняков — каравшинская. Одновозрастность же самих бокситовых пород с отложениями «аллитового горизонта» Чаувайского района ни у кого из исследователей не вызывает сомнения.

Весьма подробно верхнебашкирские отложения изучены к югу от г. Исафары в бассейне нижнего течения р. Каравшин. Разрезы, вскрытые на левом берегу этой реки против кишлака Бедак и по ручью Чумурган, О. Л. Эйно́р (1954) считал стратотипическими для выделенного им каравшинского горизонта. В этих разрезах преобладают хорошо слоистые серые или темно-серые, нередко кремнистые известняки, среди которых иногда присутствуют известняки брекчиевидные. Они охарактеризованы богатым комплексом фаунистических остатков, из которых прежде всего следует указать таких как *Archaediscus baschkiricus* Krest. et Theod., *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Ozawainella* sp., *Profusulinella* sp., *Tubertina* sp., *Productus concinnus* Sow., *Dictyoclostus donetzianus* (Lich.), *Cancrinella* ex gr. *undatus* (Defr.), *Marginifera* aff. *orientalis* Chao., *M. schartimienensis* Jan., *M. postsetasus* Rotay., *Choristites pseudobisulcatus* (Fred. et Rot.), *Ch. cf. tatianae* (Frecks), *Ch. andygensis* (Semichat.), *Ch. andygensis* var. *elgaica* (Semichat.), *Ch. bisulcatiformis* (Semichat.), *Ch. mansuyi* (Chao.). Мощность отложений каравшинского горизонта в этих разрезах О. Л. Эйно́р оценивает в 50—100 м.

Бокситовые породы в указанных разрезах отсутствуют. Они развиты на левом и правом берегу р. Каравшин выше кишлака Бедак, образуя Варухское (Бедакское) месторождение. Появление здесь бокситов, по мнению О. Л. Эйно́ра, сопровождается резким размывом пород каравшинского горизонта, в результате чего его мощность сокращается до нескольких метров.

Однако представление О. Л. Эйно́ра о почти полном исчезновении в разрезах Варухского месторождения отложений каравшинского горизонта не отвечает действительности. Во всех разрезах, где были встречены бокситовые породы, ниже них лежат весьма своеобразные отложения, достигающие мощности 15 м. Это серые известняки, имеющие комковатое конгломератовидное строение, обусловленное тем, что известняковые участки очень неправильной формы размером с крупную гальку окружены корочками красного бокситоподобного вещества, которое всему слою с поверхности придает красноватую окраску. К подошве слоя подобный характер известняков постепенно исчезает, и они становятся более или менее массивными. Среди этих известняков встречаются прослой розовых «дресвяных» известняков, состоящих из песчано-гравийной размерности комочков светлого известняка, сцементированных красным глинисто-карбонатным цементом.

По устному сообщению М. Н. Соловьёвой, конгломератовидные известняки содержат типичную верхнебашкирскую микрофауну.

Выше по разрезу описанные известняки сменяются слоем красных бокситоподобных пород. Граница между ними резкая, местами на ней хорошо видны пологие впадины, чаще всего достигающие 2—3 м в поперечнике при глубине до 0,5 м. Среди слоя бокситоподобных пород еще А. В. Пейве отмечал выклинивающиеся прослой немых серых известняков, имеющих так же, как и подстилающие, конгломератовидное строение, наиболее интенсивно развитое в верхней части прослоев. Мощность слоя бокситовых пород в пределах месторождения меняется от нескольких метров до 14 м.

В свое время В. А. Вахрамеев (1938) высказал совершенно правильную точку зрения о тесной связи «брекчированных известняков» с «диа-спорово-каолинитовыми породами». Это позволяет последние считать

каравшинскими, а не относить их, как это делает О. Л. Эйно́р, к основанию московского яруса, тем более, что переход к вышележащим известнякам здесь очень резкий.

Таким образом, говоря о быстром сокращении мощности отложений каравшинского горизонта в бокситосодержащих разрезах до нескольких метров, О. Л. Эйно́р, вероятно, прав лишь в том отношении, что в них действительно сокращается мощность «серых и темно-серых, нередко кремнистых известняков», подобных залегающим в стратотипическом разрезе. Но происходит это, по-видимому, за счет замещения большей их части описанными конгломератовидными известняками и бокситовыми породами, суммарная мощность которых близка к 30 м.

Весьма интересным с точки зрения характера и положения бокситов является разрез каравшинских отложений гор Кокчетау, протягивающихся в широтном направлении южнее г. Исфана. Особенно обильный материал, касающийся геологического строения этого района, получен в результате детальных поисково-съёмочных работ Л. П. Юннова, Г. П. Епанчинцева, И. И. Санниковой, Л. Г. Луниной, Д. П. Ляшкевича и некоторых других исследователей.

В нижней части каравшинских отложений непосредственно на светло-серых массивных визейских известняках расположено большое количество довольно крупных выклинивающихся по простираению пластообразных тел красно-бурых и сравнительно редко розовых и зеленовато-серых бокситовых пород. Мощность их колеблется от 2 до 15 м при протяженности до нескольких десятков метров. В основании линз бокситовых пород в карстовых углублениях часто с довольно отвесными стенками и глубиной, как правило, не более нескольких метров залегают сравнительно высококачественные красно-бурые каменистые бокситы. По своей форме залежи получили название «гнездообразных». Над бокситовыми породами во многих линзах выделяется слой тонкослоистого розового глинистого известняка мощностью от 0,3 до 3,0 м, содержащего местами тонкие прослойки бокситовых пород. Выше залегают пачка, состоящая из переслаивания толсто- и тонкоплитчатых серых и темно-серых известняков, часто глинистых, нередко детритусовых, а вверху пачки с кремнистыми включениями и широким развитием черных кремнеподобных разностей. На одном из участков в канавах над пластом бокситовых пород в нижних 5 м рассматриваемой карбонатной пачки развиты два прослоя известковых конгломератов. Каждый из них мощностью около 1 м состоит из совершенно неокатанных обломков светлых и темных известняков размером до 20 см, то тесно сгруженных, то довольно редко рассеянных в темном известковом цементе.

Из карбонатных отложений, залегающих над бокситовым горизонтом, Л. Г. Лунина и Д. П. Ляшкевич приводят большой список макро- и микрофауны, из которого следует указать: *Archaediscus* ex gr. *baschkiricus* Krest. et Theod., *A. parvus* Raus., *A. cf. timanicus* Reitl., *Eostaffella postmosquensis* Kir., *E. prisca* var. *ovoidea* Raus., *E. mosquensis* Viss. var. *acuta* Raus., *E. pseudostruvei* Raus. et Reitl., *E. cf. acuta* Grozd. et Leb., *Pseudostaffella* ex gr. *antiqua* (Dutk.), *P. antiqua* (Dutk.) var. *grandis* Schlyk., *P. cf. compressa* (Raus.), *P. proozawai* Kir., *Parastaffella* cf. *struvei* (Moell.), *Ozawainella* sp., *Productus concinnus* Sow., *P. karpinskianus* Jan., *Spirifer striatus* Sow., *Marginifera* cf. *schartimensis* Jan., *Choristites andygensis* (Semich.), *Schizophoria* sp.

Мощность карбонатных отложений в пределах гор Кокчетау меняется довольно значительно от нескольких метров до 70 м.

Похожее строение разреза каравшинского горизонта — внизу бокситы, сверху карбонатные породы — сохраняется и на горе Кызымчак, находящейся примерно в 50 км южнее г. Ура-Тюбе. Бокситы здесь, как правило, красно-бурые, по составу сравнительно высококачественные и по форме залежей аналогичные кокчетауским «гнездообразным». Как и на Кокче-

тау, они заполняют развитые в подстилающих известняках крутостенные карстовые впадины, глубина и поперечник которых достигают нескольких метров. По данным О. И. Сергуньковой, подстилающие известняки по возрасту относятся к стратусовым слоям визе. Выше бокситов залегает 60-метровая пачка толстоплитчатых серых известняков, иногда пятнистых, с пятнами более темного цвета на месте участков, обогащенных органическим веществом. В подошве этих известняков, как правило, имеется мало-мощный (20—30 см) прослой известняка, иногда ракушечного, окрашенного в красноватый цвет мелкими частицами и обломками (до 1 см) бокситов. В образцах, собранных М. М. Посоховой из перекрывающих бокситы известняков, З. С. Румянцева определила большой комплекс верхнебашкирских фораминифер: *Endothyra spirilliniformis* Braz., *Profusulinella praepriisca* Sol., *P. staffellaeformis* Kir., *P. rhombiformis* Braz. et Rot. var. *nibelensis* Raus., *P. robusta* Raus., *Verella spicata* Dol., *Parastaffella propinqua* Viss. и др.

К западу от Кызымчака в разрезе каравшинских отложений Южноферганской подзоны среди характерных для нее хемогенных и органогенных известняков появляются терригенные и обломочные карбонатные породы. Первые признаки такого изменения, насколько можно судить по литературным материалам, фиксируются в районе открытого в 1957 г. М. М. Посоховой и А. Н. Голиковым Джалаирского рудопроявления бокситов. В его пределах верхнебашкирские отложения залегают трансгрессивно на серых мелкозернистых толсто- и среднеслоистых густово-детритусовых известняках визе, а в соседних с рудопроявлением участках, по-видимому, на отложениях силура, хотя непосредственный контакт между ними не наблюдался. Бокситы развиты в подошве верхнебашкирских отложений только на контакте с визейскими известняками. Рельеф кровли последних характеризуется небольшими пологими впадинами и выступами с амплитудой от 0,4 до 1,5 м. Бокситоносный горизонт прослеживается на протяжении сотен метров и состоит из линз бокситов длиной от 3—6 м до нескольких десятков метров; линзы достигают в раздудах, как правило, приблизительно 4 м, они разделены безрудными участками. Местами в кровле визейских известняков развиты небольшие и неглубокие карманы, щели и трещины, также заполненные бокситом. Среди бокситов выделяются плотные красно-бурые разности с оолитовой, оолитово-обломочной и афанитовой структурами, слагающие основную часть рудных тел, а также рыхлые глиноподобные бокситы. Они характеризуются существенной (до 20%) примесью терригенного материала — зерен кварца и акцессорных минералов, обломков пород — и приурочены главным образом к кровле рудных тел. Выше залегают розово-серые тонкослоистые детритусовые известняки, содержащие в нижней части заметную примесь (до 5%) терригенного материала. В известняках определена типичная для верхнебашкирского подъяруса микрофауна: *Profusulinella ex gr. ovata* Raus., *P. ex gr. parva* (Lee et Chen), *Parastaffella* sp., *Eostaffella mutabilis* Raus., *E. protvae* Raus., *E. ex gr. parastruvei* Raus., *Schubertella obscura* Lee et Chen, *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.) var. *grandis* Schlyk. и др. Мощностю отложений каравшинского горизонта в районе Джалаирского месторождения довольно сильно варьирует, но не превышает нескольких десятков метров.

В западной части Туркестанского хребта карбонатные верхнебашкирские отложения распространены не только на северных, но и на южных его склонах. Кроме того, они встречены южнее, на северных склонах Зеравшанского и, частично, Гиссарского хребтов. Наиболее подробное представление об этих отложениях дают работы В. Д. Салтовской (1963) о стратиграфии среднекаменноугольных отложений Зеравшано-Гиссарской горной области.

На южном склоне Туркестанского хребта (в горах Чумкуртау) верхнебашкирские отложения установлены в бассейне рек Шингак и Ойбадам.

В разрезе, составленном по левому берегу р. Шингак, они начинаются слоем серого и буровато-серого пятнисто окрашенного известняка с обломочной структурой. В основании слоя встречается известняковый конгломерат, а выше отдельные прослои тонкослоистых (до листоватых) черных и темно-серых известняков. Для этого слоя В. Д. Салтовская указывает следующий комплекс органических остатков: *Archaediscus baschkiricus* Krest. et Theod., *Eastaffella postmosquensis* Kir., *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Profusulinella primitiva* Sosn., *Caninia* sp., *Chaetetes* sp., *Donezella* sp., *Ungdarella* sp. Мощность слоя 15 м. Контакт этого известняка с подстилающими породами девона проходит по разрыву.

Выше лежит 10-метровый слой серого известняка с массой водорослей *Donezella* и редкими *Ungdarella*, который кверху сменяется серыми массивными известняками, без фауны мощностью 15 м. Венчается разрез верхнебашкирских отложений слоем серого оолитового известняка с водорослями и фораминиферами: *Donezella* sp., *Ungdarella* sp., *Beresella* sp., *Pseudostaffella antiqua* var. *grandis* Schlyk., *Parastaffella* sp., *Profusulinella staffellaeformis* Kir., *Parastaffella pseudosphaeroidea* (Dutk.), *Eastaffella pseudostruvei* Raus., *Ozawainella* sp. Мощность слоя 8 м. Таким образом, общая видимая мощность верхнебашкирских отложений 53 м.

По-иному представлен разрез верхнебашкирских отложений в пределах Шингак-Учкольского месторождения, расположенного, по-видимому, несколько южнее места составления вышеописанного разреза. Здесь, по данным Л. Г. Луниной, Д. П. Ляшкевича, О. И. Сергуньковой, на закарстованных девонских и частично нижнекаменноугольных известняках расположен маломощный, не выдержанный по простиранию горизонт бокситов и бокситовых пород. Кроме того, основная масса бокситов в этом месторождении образует довольно глубоко удаленные от поверхности несогласия гнезда в карстовых полостях среди девонских и силурийских пород. Перекрывающие верейско-каширские отложения частично сложены карбонатными породами, нередко содержащими заметную примесь глинистого материала, а частично представлены песчано-глинистыми породами, сильно железистыми, иногда каолинитового состава. Весьма интересно, что в одном из глинистых прослоев, наряду с фораминиферами, были найдены остатки растений *Lepidodendron* sp., *Calamites* sp. О. И. Сергунькова, специально выяснявшая возраст указанных бокситов, считает время их образования верхнебашкирским. В таком случае они синхронны описанным известнякам на левом берегу р. Шингак, но возможно, что возраст этих бокситов правильнее считать нижнемосковским.

Весьма сходный с Шингакским разрез верхнебашкирских отложений вскрыт на левом склоне долины р. Зеравшан против пос. Урмитан. Здесь, на массивных светло-серых известняках, охарактеризованных обильной визе-намюрской фауной, залегают брекчиевидные известняки светло- и темно-серые, местами пятнистые, тонкослоистые, с многочисленными остатками донелл, унгдарелл и фораминифер: *Eastaffella postmosquensis* Kir., *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.). Кверху они сменяются светло-серыми массивными водорослевыми известняками с обильными *Donezella* и редкими *Ungdarella*. Выше лежит серый известняк, содержащий остатки рогоз и табулят. Венчающими, как и в Шингакском разрезе, являются серые, желтовато-серые оолитовые известняки с фораминиферами: *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.) var. *grandis* Schlyk., *Profusulinella primitiva* Sosn., *P. bona* Grozd et Leb. Общая мощность верхнебашкирских отложений в урмитанском разрезе 30 м.

На северном склоне Гиссарского хребта фаунистически доказанные верхнебашкирские отложения известны по небольшому левому притоку р. Каракуль в районе, расположенном выше сая Кара-Арча. Они залегают согласно на темно-серых глинистых известняках, которые В. Д. Салтовская относит к намюру. В основании разреза выделяются весьма грубые

конгломераты (2 м) с галькой исключительно светло-серых визейских известняков. Выше лежат известняки: внизу — серые органогенно-обломочные с разнообразными кораллами и криноидеями, иногда оолитовые, сверху — темно-серые до черных, тонкослоистые, в значительной мере состоящие из спикул губок и водорослей (*Ungdarella* sp.). Из нижних известняков определены довольно многочисленные фораминиферы: *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Profusulinella primitiva* Sosn., *P. staffellaeformis* Kir. Общая мощность отложений 8 м.

На южном склоне Гиссарского хребта в бассейне р. Зидды выше слияния рек Санг-Хок и Канджвара верхнебашкирские отложения по своему составу несколько отличаются от всех описанных выше разрезов. Они залегают на массивных розовато-серых визейских известняках. Их нижние 35 м, по данным В. Д. Салтовской, сложены темно-серыми, очень часто черными рыхлыми известняками, в средней части разреза которых отмечаются оолитовые разности. Из этих известняков определены следующие фораминиферы: *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Parastaffella* sp., *Eostaffella* sp., *Endothyra* sp., *Textularia* sp., *Profusulinella* sp. и водоросли: *Donnezella* sp., *Beresella* sp.

Выше лежит 15 м темно-серых и черных слоистых конгломератовидных известняков с желваками и линзами черных кремней. Из известняков определены *Profusulinella* sp., *Pseudostaffella* sp., *Beresella* sp., *Ungdarella* sp. Общая мощность верхнебашкирских отложений 50 м.

Весьма интересны указания К. П. Мисникова на залегание в бассейне р. Зидды, в долине ее левого притока р. Сангалт на корродированной поверхности нижнекарбонových известняков слоя (от 0,1 до 1,8 м) красной бурой, внизу неслоистой, выше тонкослоистой железисто-каолининовой породы. Кроме того, отдельные гнезда ее встречаются значительно ниже кровли известняков. По мнению К. П. Мисникова, эта порода по своему образованию может быть отнесена или к «terra-rossa», или к «латеритной коре выветривания». Формирование ее, с точки зрения Мисникова, происходило в среднем карбоне. Эти отложения во многом и прежде всего своим залеганием напоминают описанные выше верхнебашкирские бокситовые породы, и не исключено, что здесь наблюдается еще одно их рудопроявление.

В Нуратинском хребте, являющемся западным продолжением Туркестанского хребта и занимающем западную часть территории, относимой к Южноферганской подзоне, каравшинский горизонт представлен отложениями нарванской свиты. Детальная стратиграфия среднекаменноугольных отложений этой территории и более или менее подробное описание нарванской свиты даны в работе М. Н. Соловьевой (1963). Отложения нарванской свиты всюду в Нуратинском хребте начинают трансгрессивную серию осадков и залегают со стратиграфическим несогласием на различных по возрасту отложениях, начиная с ландоверийских до нижнекаменноугольных включительно. Для нарванской свиты характерны многообразные типы пород и крайне быстрая их смена в вертикальном и горизонтальном направлениях.

На южном склоне хребта Нуратау (койташский и меришкорский разрезы) нарванская свита представлена толщей известняков, среди которых отмечаются биоморфные (водорослевые, ругозовые) конгломератовидные и песчанистые разности с прослоями конгломератов, песчаников и сланцев. В койташском разрезе мощность ее меняется от 15 до 170 м, а в меришкорском равна 123 м. Западнее указанных разрезов в массиве Каратау нарванская свита состоит из пятнистых конгломератовидных известняков, но полный разрез ее здесь не известен. В крайней западной части южного склона хребта Нуратау нарванская свита, которая достигает здесь мощности более 170 м, представлена целиком грубыми терригенными породами (конгломератами с подчиненными прослоями песчаников).

Для северного склона Нуратинского хребта в центральной его части и на востоке (Даристанско-Михинская синклинали) для нарванской свиты характерна весьма незначительная мощность отложений. В Даристанско-Михинской синклинали они представлены примерно теми же породами, что и на южном склоне. В основании разреза здесь залегает горизонт конгломератов, который выше сменяется толщей известняков, среди которых выделяются детритусовые, конгломератовидные, оолитовые, ступковые и биоморфные (водорослевые) разности с подчиненными прослоями конгломератов, песчаников и сланцев. Общая мощность нарванской свиты здесь не превышает 45 м.

Отложения нарванской свиты содержат ругозы и большой комплекс фораминифер, среди которых следует перечислить *Archaediscus baschkiricus* Krest. et Theod., *A. rugosus* Raus., *Tuberitina maljavkini* Mikh., *Eostaffella parva* (Moeller), *E. postmosquensis* Viss., *E. prisca* var. *ovoidea* Raus., *E. parastruvei* Raus., *E. acuta* Grozd. et Leb., *E. mutabilis* Raus., *E. pseudostruvei angulata* Kir., *E. pseudostruvei chomatifera* Kir., *E. protvae* Raus., *E. pseudostruvei* Raus., *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *P. compressa* (Raus.), *P. irinovkensis* Leont., *P. subquadrata* Grozd. et Leb., *P. ex gr. ozawai* (Lee et Chen), *Ozawainella* ex gr. *angulata* (Colani), *O. pararhomboidalis* Manuk., *Parastaffella struvei* (Moeller), *P. poststruvei* Raus., *P. propinqua* Viss., *P. cf. subrhomboides* Raus., *P. pseudosphaeroidea* (Dutk.), *Profusulinella staffellaeformis* subsp. *asiatica* Solov., *P. aff. parvae* (Lee et Chen). *P. ex gr. prisca* (Deprat.), *P. arta* Leont.

В Центральных Кызылкумах карбонатный разрез верхнебашкирских отложений сохраняется в Ауминза-Бельтауской (Южнотамдытауской) структурно-фациальной подзоне, являющейся, по мнению многих геологов (Пятков, 1964; Пятков, Бухарин, 1962; Пятков, Пяновская, 1964), продолжением Южноферганской подзоны (рис. 2). Здесь с размывом на более древних карбонатных породах (от верхнедевонских до визе-нижненамюрских) с базальным конгломератом в основании залегает толща водорослево-фораминиферовых и оолитовых известняков. Нижние 78 м этой толщи охарактеризованы верхнебашкирским комплексом фораминифер (Бухарин, 1962, 1964). В соседней к северу Тамдытауской подзоне верхнебашкирские отложения, по-видимому, отсутствуют. По мнению А. К. Бухарина, верхнебашкирский возраст имеют лишь развитые в северной части гор Тамдытау наждаки и корунды, приуроченные к системе крутопадающих трещин карстового происхождения, секущих известняки и мраморы венлока.

Таким образом, в пределах рассмотренной территории от гор Боорды на востоке до гор Тамдытау на западе верхнебашкирские отложения состоят, как правило, из разнообразных известняков. Относительная роль глиноземсодержащих пород в разрезах не постоянна и в отдельных из них становится преобладающей. Весьма характерна для указанной территории небольшая мощность верхнебашкирских отложений, нигде не превышающая 100 м.

Наиболее восточным районом в Алай-Кокшаальской зоне, где установлен терригенный тип разреза верхнебашкирских отложений, является территория хребта Кокшаалтау. Выделение в его восточной части фаунистически доказанных башкирских отложений провел М. М. Пуркин (1962). До него считалось, что формирование развитых здесь мощных песчано-сланцевых толщ началось не ранее московского века (Довжиков, 1956). В пределах восточной части Кокшаала в основании башкирского яруса на отложениях намюра залегает 40—50-метровая карбонатная пачка пород. На западе (бассейн р. Ичкесу) она сложена детритусовыми известняками с линзовидными прослоями крупногалечных конгломератов, в гальке которых преобладают известняки и кремни. В верху пачки детритусовые известняки сменяются пелитоморфными с прослоями кремней. В этих из-

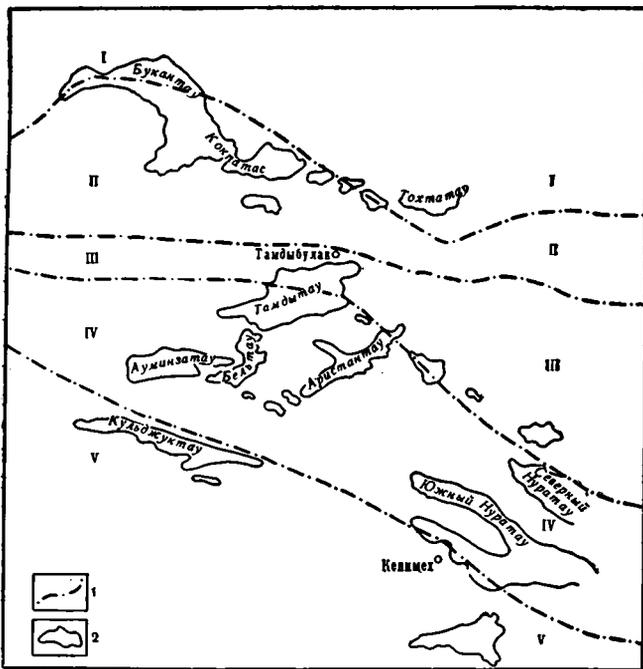


Рис. 2. Положение структурно-фациальных подзон Центральных Кызылкумов, по данным А. К. Бухарина, К. К. Пяткова, И. А. Пяновской

1 — граница подзон, 2 — границы центральнокызылкумских возвышенностей;
 I — Северобухартауская; II — Южнобухартауская; III — Тамдытауская; IV — Ауминза-Бельтауская; V — Кульджуктауская

вестняках обнаружены цефалоподы: *Proshumardites karpinskii* Raus., *Gastrioceras concellatum* Bisat., *G. cf. karpinskii* Jan., *Homoceratoides* sp., *Baschkirites* sp. и фораминиферы: *Archaediscus* ex gr. *baschkiricus* Krest. et Teod., *Pseudostaffella* ex gr. *antiqua* Dutk., *P. cf. antiqua* var. *grandis* Schlyk. На востоке (в районе горы Акташ) базальная карбонатная пачка сложена в основном черными плитчатыми известняками с остатками примерно тех же, что и на западе, цефалопод и фораминифер. Среди последних выделены *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Eostaffella parastruvei* Raus. var. *chusovensis* Kir. И на западе, и на востоке над рассмотренными карбонатными отложениями, вероятнее всего соответствующими низам башкирского яруса, залегает верхнебашкирская — нижнемосковская толща ритмично переслаивающихся полимиктовых песчаников и глинистых сланцев. Мощность ее верхнебашкирской части 200—300 м.

Судя по работе А. Е. Довжикова (1956), можно предполагать, что севернее хребта Кокшаал-Тау в хребтах Джангджирском и Борколдой верхнебашкирские отложения входят в состав нижней части выделяемой там верхнепалеозойской толщи, сложенной песчано-глинистыми сланцами с прослоями известняков. От кокшаальских разрезов верхнего палеозоя эта толща отличается тем, что в ней в ряде мест в большем или в меньшем, а иногда и в преобладающем количестве встречаются кремнистые сланцы, туфопесчаники и основные эффузивные породы.

Следующим к западу районом, где в Алай-Кокшаальской зоне развиты верхнебашкирские отложения терригенного типа, является Восточноалайская синклиналь. Вблизи ее северо-западного борта, совпадающего с осевой частью Алайского хребта, Н. А. Лисицына и О. И. Богущ (1954) к башкирским отложениям условно относят весьма мощную (несколько сот метров) толщу, состоящую из переслаивания полимиктовых песчаников

и сланцев с редкими прослоями конгломератов и пелитоморфных известняков. В основании разреза присутствуют крупные линзообразные прослои массивных известняков с редкими хориститами. В центральной части Восточноалайской синклинали и у юго-восточной ее границы на южном склоне Алайского хребта, по данным этих же исследователей, указанным отложениям соответствует еще более мощная толща сланцев, тонко переслаивающихся с кремнистыми породами. Среди них встречаются прослои массивных, сильно перекристаллизованных известняков с остатками кораллов, а также пласты порфиринов. Из этой толщи определены фораминиферы: *Aljutovella aljutovica* (Raus.), *Profusulinella* cf. *prisca* Derpat, *Pr. ex gr. rhomboides* Lee et Chen и др. Имеются указания на присутствие в Восточноалайской зоне среди песчано-глинистых пород низов среднего карбона остатков наземных растений (Резвой, 1959).

Наиболее хорошо рассматриваемый тип верхнебашкирских отложений изучен в полосе, расположенной к северу от Южноферганской подзоны. Многими эта территория выделяется как Кара-Чатырская структурно-фациальная подзона. Верхнебашкирские отложения вскрыты в ней главным образом в двух районах: в горах Кара-Чатыр, находящихся юго-западнее г. Ош, и на Сох-Шахимарданском междуречье. В восточной части гор Кара-Чатыр они представлены 700-метровой толщей, состоящей примерно в равном количестве из песчаников и аргиллитов и реже — алевролитов и гравелитов. Она залегает согласно на фаунистически охарактеризованных нижнебашкирских карбонатных отложениях. По данным Н. А. Лисицкой и О. И. Богуш (1954), эта толща имеет ритмичное строение с мощностью отдельных слоев порядка нескольких сантиметров и более редкими прослоями песчаников до нескольких десятков сантиметров. Песчаники темно-серого, серого и зеленовато-серого цвета мелко-среднезернистые, редко крупнозернистые, плохосортированные, литокластические. В их составе преобладают слабоокатанные зерна кварца, кремнистых и серицито-кремнистых сланцев, карбонатных пород. Реже встречаются обломки известково-кремнистых алевролитов, порфиринов, иногда присутствуют чешуйки биотита и хлорита. Аргиллиты и алевролиты темные, как правило, тонкослоистые, часто рассланцованные. Аргиллиты карбонатные и слабо кремнистые. В нижней части рассматриваемой толщи содержатся остатки исключительно фораминифер: *Eostaffella acuta* Grozd. et Leb., *E. ex gr. pseudostruvei* (Raus. et. Reitl.), *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), var. *grandis* Schlyk., *P. praegorskyi* Raus., *Ozawainella* ex gr. *pseudoangulata* (Putrja), *O. cf. fragilis* Saf., *Profusulinella* cf. *parva* (Lee et Chen).

Западнее гор Кара-Чатыр на Сох-Шахимарданском междуречье с вышеописанными отложениями Ф. Р. Бенш сопоставляет очень сходные отложения, изученные А. Д. Миклухо-Маклаем и Т. С. Поршняковым (1954). В них указанными исследователями выделяются две пачки. Нижняя состоит из желтовато-серых сланцев и песчаников с несколькими прослоями известняков. В основании ее расположены грубозернистые бурые песчаники. Лежат они согласно на подстилающих карбонатных отложениях низов башкирского яруса. Мощность пачки варьирует от 100 до 200 м. Из этой пачки определены водоросли: *Beresella camata* (Khwor), *Carboniella ferганica* M.-Maclay; кораллы: *Multitecopora* aff. *huanglungensis* Lee et Chen.; брахиоподы: *Chaetetes* cf. *giganteus* Sow., *Ch. cf. bosvelli* Herich.; фораминиферы: *Eostaffella* aff. *acuta* Grozd. et Leb., *Pseudostaffella* aff. *antiqua* Dutk. var. *grandis* Schlyk., *Ps. cf. subquadrata* Grozd. et Leb., *Parastaffella* sp., *Profusulinella parva* Lee et Chen, *Schubertella* sp.

Выше выделяется пачка, сложенная главным образом средне- и грубозернистыми песчаниками, покрытыми на поверхности выветривания темно-бурым загаром. В средней ее части имеются два прослоя конгломератов. В песчаниках этой пачки встречаются остатки растений, из которых наиболее часто присутствуют *Calamites suckowi* Brongn. В прослоях извест-

ковистых песчаников, расположенных в верхней части этой пачки, изредка встречаются фораминиферы: *Pseudostaffella antiqua* Dutk. var. *grandis* Schlyk., *Profusulinella* cf. *parva* Lee et Chen, *Archaeodiscus* ex gr. *baschkiricus* Krest. et Theod. Мощность этой пачки также колеблется в пределах 150—250 м.

Указание, что башкирские отложения встречаются в более западных районах Кара-Чатырской структурно-фациальной подзоны, имеется в работе Д. П. Резвого (1959). Они вскрыты в западной части гор Тохтабуз, находящихся между городами Исфара и Исфана примерно на равном удалении от них. В этом районе Д. П. Резвой отмечает широкое развитие порфиритов и туфогенных песчаников, а также серых и зеленых глинистых и кремнистых сланцев. Из залегающей среди них небольшой линзы серого органогенного известняка были собраны фораминиферы: *Archaeodiscus* ex gr. *baschkiricus* Krest. et Theod., *Eostaffella* ex gr. *postmosquensis* Kir., *E. parastruvei* Raus.

Пока в литературе нет более детального описания рассмотренных отложений, нет указаний о их мощности, характере взаимоотношения с вышележащими толщами, а также не указано, откуда были собраны остатки фораминифер. Судя по этим остаткам, данные отложения имеют, по-видимому, в основном нижнебашкирский возраст, но не исключено, что часть их — верхнебашкирская.

Следующий район, где вскрыты в Алай-Кокшаальской зоне верхнебашкирские отложения терригенного типа, находится в Центральных Кызылкумах, к северу от охарактеризованных ранее Ауминза-Бельтауской и Тамдытауской подзон. Здесь, с юга на север выделяются еще две подзоны: Южнобукантауская и Северобукантауская (рис. 2). В каждой из них развит свой, отличающийся от соседнего разрез верхнебашкирских отложений. Наиболее подробный по ним материал имеется в работах А. К. Бухарина (1962, 1964), К. К. Пяткова, А. К. Бухарина, Т. Н. Хайруллиной (1960) и М. Н. Соловьевой (1963).

В Южнобукантауской подзоне, охватывающей южную часть гор Букантау, а также соседние с ними горы Тубаберген, Окжетпес, Кокпатас, Джетымтау, верхнебашкирской является нижняя половина 500-метровой толщи линзовидно переслаивающихся полимиктовых конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов, аргиллитов, карбонатных и кремнистых пород. На западе гор Букантау в нижних 120 м этой толщи известняки становятся преобладающими в разрезе. Верхнебашкирские отложения залегают несогласно на карбонатных породах различных горизонтов девона и верхнего визе. В районе колодца Кокпатас среди визейских известняков вблизи их контакта с рассматриваемой толщей Х. Р. Рахматуллаевым и Ю. Ф. Финкельштейном (1960) были обнаружены небольшие линзы бокситов, протяженностью до 2 м и мощностью до 0,5 м. Бокситы высококачественные, темно-красные, местами зеленые, плотные, каменистые, со слабо заметной оолитовой структурой.

В северобукантауской зоне, в которую входит северная часть гор Букантау и горы Тохтатау, к верхнебашкирским отложениям относится нижняя часть архарской (джиракудукской) свиты. Залегает она с размывом на намюрско-нижнебашкирской тубабергенской свите, сложенной основными эффузивами, содержащими частые линзы и прослои кремнистых карбонатных и терригенных пород. В основании отложений архарской свиты залегают конгломераты мощностью 250—300 м. Конгломераты от мелкогалечных до валунных, а в северо-западной части гор Букантау в них отмечаются глыбы до 1—2 м в диаметре. Состав конгломератов полимиктовый — преобладают гальки известняков, кварца, эффузивов, реже встречаются гальки кремнистых пород и песчаников. В гальке известняков обнаружены остатки фауны и микрофауны различных стратиграфических подразделений от эйфеля до намюра включительно. В прослоях песчани-

ков из верхней части конгломератов были встречены многочисленные фораминиферы из рода *Parastaffella*. Вверх по разрезу конгломераты постепенно сменяются пестроцветной толщей, состоящей из переслаивания различной мощности пачек и пластов конгломератов, гравелитов, полимиктовых песчаников и алевролитов, аргиллитов и известняков. Преобладают в разрезе песчаники и алевролиты. Имеются указания о том, что среди этих отложений есть пластовые залежи эффузивов, близких к спилитам (Соловьева, 1963). Для многих пород характерна косая слоистость, ходы червей и знаки прибрежной ряби потокового типа. Примерно в средней части архарской свиты из линз детритусовых известняков, вскрытых у Джиракудук, были собраны верхнебашкирские фораминиферы: *Archaeidiscus postrugosus* Raus., *A. subbaschkiricus* Reitl., *Eostaffella prisca ovoidea* Raus., *Ozawainella* aff. *angulata* Colani, *Parastaffella* ex gr. *bradys* (Moell.), *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.) var. *grandis* Schlyk., *P.* ex gr. *compressa* Raus., *P. finalis* Man., *P. korobezkikh* Raus. et Saf., *P. proozawai* Kir., *Verella* aff. *spicata* Dalm., *V. kysylcumensis* Solov. Кроме того, в зелено-серых алевролитах нижней половины свиты найдены типичные для среднего карбона растительные остатки, среди которых определены: *Sphenophyllum cu-neifolium* Sternb., *Bowmanites* sp., *Calamites* cf. *carinatus* Sternb. У каламитов, как правило, встречаются подземные части их стеблей с ризоидами. Общая мощность архарской свиты 2500 м.

Подводя итог описанию терригенного типа верхнебашкирских отложений в Алай-Кокшаальской зоне, следует указать, что эти отложения всюду характеризуются полимиктовостью и в отличие от рассмотренных ранее карбонатных разрезов имеют мощность в пределах нескольких сотен метров.

Чаткало-Нарынская зона

Наиболее широко верхнебашкирские отложения распространены в западной части зоны (Кураминская подзона), где они обнажаются в хребтах Каржантау, юго-западных отрогах Чаткальского хребта и в Кураминском хребте. Верхнебашкирские отложения составляют, по-видимому, значительную часть развитой здесь так называемой верхнепалеозойской осадочно-вулканогенной толщи. Стратиграфическое расчленение последней весьма сложно и во многом остается дискуссионным. Однако большинство разногласий касается сравнительно частных вопросов, таких, как отнесение конкретных разрезов к той или иной свите, в то время как общая последовательность свит сейчас достаточно твердо установлена. Нет пока единства и в трактовке возраста некоторых свит. В основе расчленения верхнепалеозойских отложений Чаткало-Кураминского района лежит стратиграфическая схема Н. П. Васильковского (1952). Кроме того, много данных по стратиграфии указанных отложений имеется в работах Ю. А. Лихачева (1956), Н. П. Васильковского (1956), Н. П. Васильковского и А. П. Незвецкого (1956), И. П. Кушнарера и А. В. Каждана (1958), В. А. Арапова (1962), М. Н. Соловьевой (1963). Интересные данные в этом отношении были также получены в результате специальных стратиграфических исследований, проведенных в 1959—1960 гг. В. Ф. Базилем и другими геологами Карамазарской тематической экспедиции.

Базальной в верхнепалеозойском осадочно-вулканогенном комплексе является свита уя, опорный разрез которой вскрыт в хребте Каржантау в бассейне р. Уя. Н. П. Васильковский в ней выделил пять (А, Б, В, Г, Д) горизонтов. Из них среднекаменноугольной фауной охарактеризованы горизонты В и Г, сложенные главным образом туфогенными песчаниками с более редкими пластами конгломератов, известняков и туфолав. Из отложений горизонта Г были собраны типичные для нижнебашкирского подъяруса *Castrioceras cancellatum* Bisat., *Productus pugilis* Phill., *P. corrugatus* M'Coу, *P. concinnus* Sow., *P. punctatus* Mart., *Choristites bisulcatiformis*

Semich., *Millerella umbilicata* Kir., *Eostaffella varvariensis* Brazhn., *E. postmosquensis* Kir., *E. pseudostruvei chromatifera* Kir. К верхнебашкирскому подъярису большинство исследователей относит эффузивы горизонта Д, согласно перекрывающие отложения горизонта Г. Это 100—150-метровая толща, сложенная внизу темно-сиреневыми очень плотными палеотрахитами, переходящими кверху сначала в серые и темно-сиреневые, а выше в серые и красно-бурые пузыристые плагиоклазовые порфириты.

В Кураминском хребте с башкирскими отложениями верхних трех горизонтов каржантауского разреза свиты уя может быть сопоставлена минбулакская свита (Васильковский, 1956; Кушнарев, Каждан, 1958; Тарасенко, 1961; Арапов, 1962). Она распространена наиболее широко в пределах Алтын-Топканской, Алмалыкской и Тутлы-Джангалыкской полосы. Наиболее полный разрез свиты, в котором выделяются три подсвиты, вскрыт в Алтын-Топканском районе.

Нижняя подсвита сложена темно-серыми и буровато-серыми лишенными слоистости туфами андезитовых и андезит-дацитовых порфиритов. Помимо остроугольных обломков порфиритов в них содержатся многочисленные обломки кристаллов полуразложившегося плагиоклаза и реликты пироксенов. Структура основной массы гялопилитовая, иногда переходящая в криптофельзитовую. Мощность отложений этой подсвиты весьма непостоянная, от нескольких метров до 250 м.

Средняя подсвита менее выдержанная по составу. В западной части района в ней преобладают туфолавы кварцевых порфиров, а восточнее главным образом мелко-, средне- и крупнообломочные их туфы с прослоями маломощных аркозовых песчаников. Кроме того, среди туфов отмечено несколько прослоев туфоконгломератов, содержащих угловатые обломки различных пород: известняков, кварцевых порфиров, андезитовых порфиритов, аркозовых песчаников. Мощность туфоконгломератов очень изменчивая, в местах раздува она достигает 25 м. Общая мощность средней подсвиты около 250 м.

Верхняя подсвита сложена андезитовыми и реже (главным образом в ее верхней части) андезит-дацитовыми порфиритами, образующими покров мощностью до 450 м. Обычно данная подсвита залегает согласно на отложениях средней подсвиты, но местами наблюдается трансгрессивное ее залегание непосредственно на среднепалеозойских породах.

Примерно такое же строение минбулакская свита сохраняет и в других районах Кураминского хребта. В целом строение минбулакской свиты весьма напоминает строение башкирской части свиты уя (горизонты В, Г, Д) в хребте Каржантау. Внизу преобладают туфогенно-осадочные отложения (нижнебашкирские), а вверху средние эффузивы (верхнебашкирские).

На южном склоне Кураминского хребта в районе Тутлы-Кудука и Табашара на больших участках площадью в несколько квадратных километров эффузивные породы минбулакской свиты переработаны поствулканическими процессами и превращены в месторождения вторичных кварцитов, сложенных монокварцитами и серицитовыми кварцитами.

Выше минбулакской свиты в разрезе верхнепалеозойской осадочно-вулканогенной толщии выделяют широко распространенную в Кураминской подзоне акчинскую свиту. Ее отложения большинством исследователей считались московскими или даже верхнекаменноугольными. Однако в последнее время получен ряд новых фактов, говорящих о их более древнем возрасте. Так, Т. А. Сикстель и Б. В. Яскович (1960) изучили растительные остатки, собранные в двух местах на северном склоне Кураминского хребта из песчано-аргиллитовых пачек, залегающих среди эффузивов средней части акчинской свиты. По данным указанных исследователей, флора из этих пачек представлена весьма оригинальным комплексом форм. Встречены густо облиственные ветви нового вида *Trichopitrus*. Найдено несколько

ко стробилов, очень близких к репродуктивному органу, описанному как *Cordaianthus superbus* Zal., а также семена птеридоспермов *Trigonocarpus* sp. и многочисленные остатки *Neuropteris heterophylla* Brongn. совместно с *Cyclopteris orbicularis* Brongn. Много крупных стеблей каламитов *Annularia sphenophylloides* Gutt., *Calamostechus* sp., *Sphenobaiora* sp. Встречаются листья *Neuropteris heterophylla* Brong., сопровождающиеся многочисленными фрагментами репродуктивных органов, очевидно, связанных с ними и напоминающих известные *Aulcacotheca* (Halle). Кроме того, встречаются представители *Zulleria* sp., а также листовые органы *Phylladoclesma*. Анализ распространения аналогичной флоры в других районах (Донбасс, Западная Европа) приводят Т. А. Сикстель и Б. В. Яскович к выводу, что отложения этих пачек имеют позднебашкирский — московский возраст. Кроме акчинской свиты, обильными остатками примерно тех же растений охарактеризованы отложения и вышележащей туфогенно-осадочной кошмогатской свиты.

Таким образом, на основании анализа обнаруженных к настоящему времени растительных остатков как в самой акчинской свите, так и в вышележащих отложениях становится все более вероятным ее верхнебашкирский возраст. Она залегает с размывом как на породах минбулакской свиты, так и на более древних отложениях. В основании акчинской свиты почти всюду выделяется пачка базальных конгломератов, состав гальки которых целиком зависит от подстилающих толщ. Мощность конгломератов доходит до 200 м, но местами они полностью выклиниваются.

Выше выделяется толща различных по составу эффузивов и пирокластических пород мощностью от 300 до 1600 м. В юго-западной части Кураминской подзоны, по данным И. П. Кушнарера и А. Б. Каждана (1958), эта толща отличается резким преобладанием кислых эффузивов — кварцевых порфиров, фельзитов, фельзит-порфиров и их туфов. К северо-востоку по направлению к Чаткальскому хребту в разрезе свиты все большую роль играют породы средней основности типа андезитовых порфиритов и их туфов, среди которых в небольшом количестве встречаются диабазовые и дацитовые порфириты. В этих районах отложения акчинской свиты очень сходны по составу с отложениями нижележащей минбулакской свиты.

Отложения акчинской свиты интересны тем, что с ними связаны почти все известные в Кураминской подзоне месторождения вторичных кварцитов, для которых характерна достаточно четкая вертикальная зональность различных типов измененных пород (монокварцитов, алунитовых и серицитовых кварцитов и др.). Кроме минбулакской, ни в одной другой свите верхнепалеозойского осадочно-вулканогенного комплекса месторождения вторичных кварцитов не известны.

Восточнее Кураминской подзоны в пределах остальной части Чаткало-Нарынской зоны фаунистически доказанные верхнебашкирские отложения пока не известны. Лишь в нескольких районах (Баубашатинский горный узел, хребет Джаман-Даван, окрестности г. Нарына) были установлены охарактеризованные фауной нижнебашкирские отложения (Турбин, 1960; Галицкая, Королев 1961; Зубцов, Зубцова, 1961). Условно к верхнебашкирским отложениям здесь можно отнести (как это сделано в работе М. Н. Соловьевой, 1963) нижнюю часть красноцветных разногальечных конгломератов, различных по составу, лежащих с размывом и иногда с небольшим угловым несогласием на отложениях намюра и нижнебашкирского подъяруса. Эти конгломераты расположены в основании пестроцветной песчано-глинистой толщи московского яруса, а местами полностью ее замещают. Они распространены в хребтах Джаман-Даван, Нарын-Тоо и, по видимому, Молдо-Тоо (Галицкая, Королев, 1961). На территории Чаткальского хребта М. Н. Соловьева к верхнебашкирским отложениям условно относит описанную А. С. Аделунгом и А. С. Макаровым 1000-метровую

толщу, состоящую из песчаников и туффитов с более редкими пластами конгломератов и туфоконгломератов. В песчаниках и туффитах встречаются остатки лепидодендронов, кордаитов и каламитов.

Северотяньшаньская зона

В Северотяньшаньской структурно-фациальной зоне башкирские отложения встречаются главным образом в трех районах: в Восточнокиргизском и Восточнотерской прогибах и в Северном Присонкулье. Наиболее подробное их описание дано в работах А. Я. Галицкой и В. Г. Королева (1961) и И. Л. Захарова (1962). Во всех этих районах, как и в Чаткало-Нарынской подзоне, верхнебашкирские отложения фаунистически не охарактеризованы и выделяются более или менее условно.

В Восточнокиргизском прогибе верхнебашкирские отложения составляют часть разреза так называемой ортокской свиты, согласно и с постепенными переходами залегающей на породах намюра. Она состоит из чередующихся серых и зеленовато-серых песчаников, алевролитов, глинистых и углисто-глинистых сланцев. В южной части прогиба в ее разрезах появляются покровы порфиринов и пачки туфопесчаников, а среди углистых сланцев (в горах Орток) появляется несколько маломощных (до 1,5 м) выклинивающихся пластов углей. Из углисто-глинистых сланцев собраны остатки пресноводной фауны: *Estheria simoni* Pruv., *E. cebennensis* (Grand'Eury), *E. aff. oblonga* (Tsch.), *Pseudoestheria* cf. *blaksthonensis* Raymond, *Cornia* cf. *sphaerocrona* Dun., *Monoleiophus unicastatus* Raymond. Кроме того, в них были обнаружены отпечатки растений: *Lepidodendron kirghisicum* Zal., *L. veltheimianum* Sternb., *Rhacopteris paniculifera* Stur, *Cardiopteridium spetzbergense* Nath., *Sphenophyllum verticulatum* Zal., *Bothrodendron* cf. *kiltorkensa* (Haugh) Nath., *Noeggerathiopsis* cf. *subangusta* Zal.

На основании состава перечисленных органических остатков большая часть ортокской свиты должна быть отнесена к московскому ярусу — верхнему карбону. Однако, учитывая постепенный переход от подстилающих толщ намюра, нижняя ее часть условно считается башкирской.

В Восточнотерской прогибе к верхнебашкирским отложениям условно можно отнести часть туюкской свиты, развитой в бассейне рек Джергалан и Текес. Эта свита представлена мощной (до 4000 м) красноцветной терригенной толщей, внизу с преобладанием песчаников, а вверху — разногалечных конгломератов. Она залегаєт согласно и с постепенными переходами на хорошо фаунистически охарактеризованных нижнебашкирских терригенно-карбонатных и карбонатно-сульфатных отложениях (туюкская, учкашкинская и чааркудукская свиты), к которым в ряде мест приурочено сингенетичное свинцовое и медное оруденение (Минжилкиев, 1954; Богомазов, 1957).

В Северном Присонкулье характер башкирских отложений сходен с описанным в Восточнотерской прогибе. Здесь к верхнебашкирскому подъярусу условно относится верхняя подсвита ак-тайлякской свиты, сложенная красноцветными грубозернистыми песчаниками, гравелитами и редко — конгломератами. Мощность этой подсвиты 100—150 м, но местами (Северокавказская впадина) увеличивается до нескольких сотен метров.

Южногиссарская зона

В Южногиссарской структурно-фациальной зоне в пределах южного склона Гиссарского хребта и его юго-западных отрогов к верхнебашкирским отложениям относится нижняя часть сагдорской свиты. Она залегаєт с размывом на различных горизонтах верхней половины каратагской свиты, охарактеризованной верхненамюрскими — нижнебашкирскими фау-

нистическими остатками и сложенной, кроме некоторого количества осадочных пород, мощными пластами спилитов, альбитофиров, диабазовых и андезитовых порфиритов, туфов и туфобрекчий. Существуют мнения, что верхнюю часть разреза каратагской свиты, в которой преобладают андезитовые порфириты, следует относить уже к сагдорской свите и считать ее верхнебашкирской. В большинстве разрезов сагдорской свиты доминируют осадочные породы: главным образом кремнистые сланцы, песчаники, алевролиты, реже известняки. Но наряду с ними для этих разрезов характерно присутствие горизонтов порфиритов, туфобрекчий и туфов андезитового состава. В бассейне р. Ханака вулканогенные породы становятся преобладающими. По указаниям В. Д. Салтовской (1963), в сагдорской свите, кроме типично верхнебашкирских фораминифер *Profusulinella* aff. *staffellaeformis* Kir., *Pr. ex gr. parva* (Lee et Chen), распространены ниже- и даже верхнемосковские формы: *Pseudostaffella sphaeroides* Ehrenb., *Fusulinella* cf. *pseudobockii* Lee et Chen, *Profusulinella prisca* (Deprat.), *Spirifer* cf. *priscus* Fisch., *Sp. mosquensis* Fisch., *Sp. ex gr. frischeri* Schell. Мощность отложений сагдорской свиты весьма изменчивая и в отдельных разрезах превышает 2000 м.

Северопамирская зона

Фаунистически доказанные, но не расчлененные башкирские отложения в указанной структурно-фациальной зоне известны лишь на юго-западе Дарваза. Они составляют часть широко распространенной в Северопамирской зоне мощной зеленокаменной толщи, которая в пределах юго-западной части Дарваза часто выделяется под названием спилитовой, или пянджской свиты. Согласно более детальному ее расчленению, проведенному в этом районе Н. Г. Власовым (1961) и И. В. Пыжьяновым (1964), башкирским отложениям соответствует нижняя часть возгинской свиты, венчающей разрез указанной зеленокаменной толщи.

Отложения возгинской свиты имеют локальное распространение (бассейн рек Возгин и Хырс-Дара) и представлены туфоконгломератами и туфопесчаниками с мощными линзами известняков. В верховьях р. Хырс-Дара из известняков, расположенных в нижней части этой свиты, были собраны башкирские фораминиферы: *Eostaffella postmosquensis* Kir., *E. aff. pseudostruvei* Raus. et Reitl., *E. ljudmila* Raus., *Asteroarchaediscus baschkiricus* Teod. et Krest., *Pseudostaffella ex gr. antiqua* Dutk., *P. cf. crasnopolski* Dutk. и др. В 30—40 м выше по разрезу в известняках были встречены водоросли и фораминиферы нижнемосковского подъяруса: *Ungdarella ferganica* M. Maclay, *Beresella camata* Khworova, *Profusulinella* cf. *prolibrovitchi* Raus., *P. parva* Lee et Chen, *P. prisca* Deprat, *Pseudostaffella ozawai* Lee et Chen, *Staffella pseudosphaeroidea* Dutk. Фораминиферы башкирского и нижнемосковского возраста также известны из отложений возгинской свиты, развитых в долине р. Возгин. Здесь указываются: *Schubertella ex gr. obscura* Lee et Chen., *Eostaffella* sp., *Asteroarchaediscus ex gr. baschkiricus* Teod. et Krest., *Ammodiscus incertus* Orb.

Отложения возгинской свиты залегают с размывом и угловым несогласием на вулканогенных отложениях аспандоуской и ушхарваской свит нижнего карбона. Мощность отложений возгинской свиты меняется от 100 до 500 м.

По мнению И. В. Пыжьянова, аналогичное стратиграфическое положение занимает неохарактеризованная палеонтологически джакская свита, развитая в соседних районах, в бассейне рек Егит, Ушхарв, Оби-Равноу, Зыгар. Она также залегают с несогласием на ушхарвской свите визе-намюра и перекрыта известняками верхнемосковского подъяруса. Джакская свита сложена мощными пачками сильно измененных туфов, туфобрекчий, порфиритов и диабазов мощностью 1800 м.

Таким образом, из приведенного описания видно, что в пределах Тянь-Шаньской геосинклинальной области верхнебашкирские отложения весьма разнообразны. В большинстве выделяемых структурно-фациальных зон и в отдельных подзонах развит свой тип верхнебашкирских отложений. Однако, кроме южной части Алай-Кокшаальской зоны, в их разрезах чаще всего встречаются терригенные полимиктовые породы и разнообразные вулканогенные породы главным образом андезитового состава. Различные соотношения этих пород в конкретных разрезах были показаны выше.

Палеогеография Средней Азии в верхнебашкирское время

Несмотря на почти 30-летнюю историю изучения среднеазиатских палеозойских бокситов, в геологической литературе отсутствует сколь угодно подробный разбор палеогеографической обстановки их образования. Как правило, исследователи, детально изучавшие отдельные бокситовые месторождения, при разборе их генезиса ограничивались указанием бывшего положения суши и моря, основываясь не столько на новом материале, сколько на изложенных в середине 30-х годов палеогеографических представлениях Д. В. Наливкина (1936). Лишь некоторые попытки восполнить этот пробел имеются у Л. П. Коннова. В то же время можно указать ряд работ (Резвой, 1959; Крестников, 1959; Галицкая, Королев, 1961), в которых для верхнего палеозоя отдельных участков Средней Азии даны весьма подробные палеогеографические схемы. Правда, большинство их составлено либо для более древних и молодых отложений, либо для гораздо больших стратиграфических интервалов, чем верхнебашкирский подъярус. Приведенные во втором разделе материалы с одновременным использованием палеогеографических карт, составленных другими исследователями, позволяют представить схему палеогеографии всей Средней Азии для времени позднебашкирского бокситонакопления.

Прежде всего следует отметить, что за исключением Северотяньшаньской и Чаткало-Нарынской зон, большая часть Средней Азии в то время была частью огромного Русско-Китайского морского бассейна. Этот бассейн, по представлениям А. Д. Миклухо-Маклая (1963), покрывал значительную площадь Русской платформы и Урала, часть Западной Европы и Северной Африки и отсюда через Среднюю Азию протягивался в Южный Китай (рис. 3). С северо-востока бассейн был ограничен обширным континентом (Ангарида), окраинами которого в позднебашкирское время, по видимому, стали Северотяньшаньская и Чаткало-Нарынская зоны.

В пределах рассматриваемой территории и бассейн, и прилегающая суша характеризовались разнообразными физико-географическими условиями (рис. 4). Граничившая с континентом северо-восточная часть бассейна на значительном протяжении (около 1000 км) располагалась в пределах сравнительно узкого прогиба. Характерные для него отложения вскрыты от хребта Кокшааль-Тау на востоке до Сох-Шахимарданского междуречья на западе. Этот прогиб имел достаточно сложное строение. Наряду с интенсивно прогибавшимися участками, представлявшими относительно глубоководные седиментационные ванны, внутри него существовали и относительно слабо прогибавшиеся приподнятые участки, из которых часть, несомненно, возвышалась над уровнем моря.

На детальных палеогеографических схемах для восточной части Алайского хребта Н. А. Лисицына (1956) в виде таких островов показала Кичик-Алайское антиклинальное поднятие, разделявшее Кара-Чатырскую и Восточноалайскую седиментационные ванны, и Коксуйское поднятие, обрамлявшее последнюю с юга-востока. Приуроченность конгломератов и гравелитов в Восточноалайской ванне к периферическим ее участкам дает основание считать, что подобные острова внутри прогиба являлись постав-

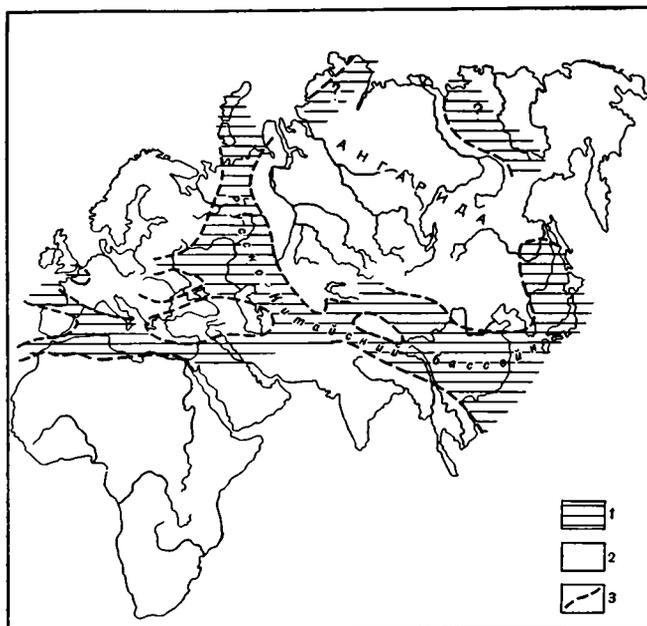


Рис. 3. Схема бассейнов башкирского века. Составил А. Д. Миклухо-Маклай

1 — предполагаемые участки моря, 2 — предполагаемые участки суши, 3 — предполагаемые границы суши и моря

щиками основной массы обломочного материала, заполнявшего отдельные седиментационные ванны. На формирование верхнепалеозойских толщ хребта Кокшаал-Тау терригенным материалом, поступавшим главным образом с внутренних поднятий, указывал и А. Е. Довжиков (1956). В то же время, исходя из общей палеогеографии, вероятно, что в северную часть рассматриваемого бассейна, как например, в Кара-Чатырскую ванну, обломочный материал сносился главным образом уже с континента.

Отмеченное Д. П. Резвым распространение среди осадков в северной части Восточноалайской ванны (бассейн р. Чайкулрюк) крупных экзотических глыб визейских известняков указывает, что ее берега часто имели скалистый характер и подвергались интенсивной абразии. Полимиктовый состав терригенных пород и частое появление в разрезах конгломератов однозначно указывает на расчлененный характер рельефа как островов, так и прилежащих к морю участков континента, а также на то, что те и другие подвергались весьма активному разрушению и смыву образовавшегося обломочного материала. Встречаемые в Шуранском районе Карачатырской подзоны, а также в Восточноалайской синклиналиной зоне среди песчано-глинистых отложений остатки наземной флоры указывают, что суша местами была покрыта богатой тропической растительностью. К отдельным местам рассматриваемой части бассейна (о чем можно судить по разрезам в районе гор Тохта-Буз, на южном склоне Алайского хребта, а также в Джангджирском и Борколдойском хребтах) были приурочены вулканы, обусловившие появление среди глинистых осадков лав и туфогенных песков. Наблюдаемый во всех разрезах, где есть вулканогенные породы, их парагенез с кремнистыми отложениями позволяет и последние считать связанными с вулканической деятельностью. Судить о ее характере на основе приведенных в литературе материалов можно лишь весьма приближенно. По-видимому, это были взрывные извержения центрального типа, при которых формировалось большое количество пирокластического

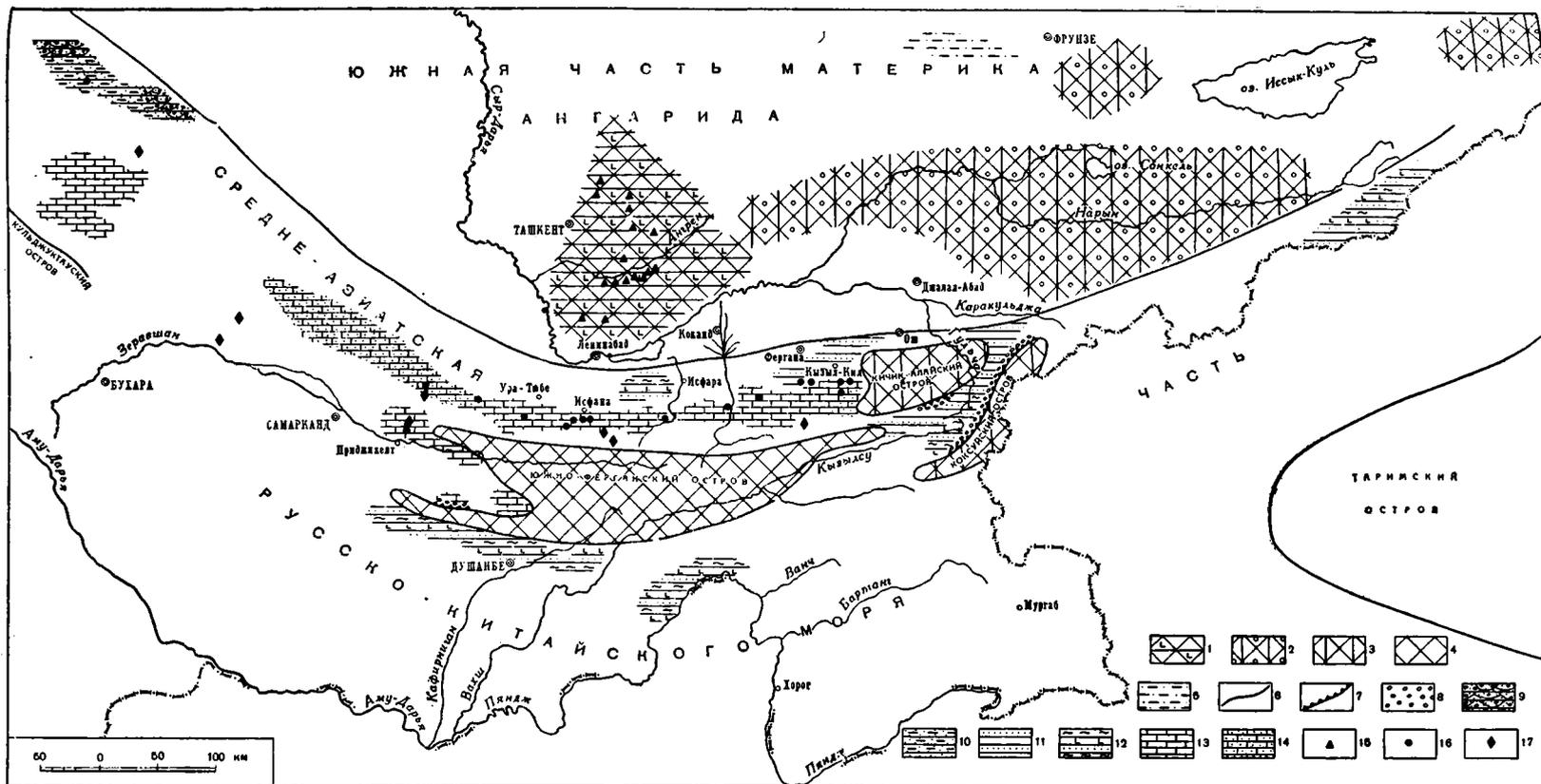


Рис. 4. Палеогеографическая схема Средней Азии в верхнебашкирское время

1 — участки суши с большим количеством действующих вулканов, характеризующиеся высокогорным резкорасчлененным рельефом, относительно суровым климатом и накоплением во многих местах мощных отложений лав и туфов; 2 — участки суши с гористым рельефом, сухим жарким континентальным климатом и с локальным накоплением грубообломочных пролювиальных осадков; 3 — участки суши с гористым рельефом, мягким жарким континентальным климатом; 4 — предполагаемые пенепленизированные низменные участки суши с мягким тропическим климатом; 5 — участки накопления озерно-аллювиальных отложений; 6 — границы суши и моря; 7 — скалистые берега; 8 — прибрежно-морские участки накопления конгломератов; 9 — прибрежно-морские дельтовые участки накопления молассовых отложений; 10 — мелководноморские участки накопления песчано-глинистых отложений; 11 — относительно глубоководноморские участки накопления флишеподобных отложений; 12 — морские участки накопления глинисто-кремнистых илов и вулканогенно-терригенных осадков; 13 — мелководноморские участки с большим количеством небольших плоских островов, характеризующиеся интенсивной садкой известковых осадков; 14 — те же участки, но с накоплением известковых осадков с заметной примесью терригенного материала; 15 — районы распространения вторичных кварцитов; 16 — районы распространения бокситов и бокситовых пород; 17 — районы распространения наждаков (метаморфизованных бокситов)

материала. Вероятно, что некоторые вулканы возвышались в виде островов.

О батиметрии седиментационных ванн в рассматриваемой части морского бассейна можно судить по косвенным данным. К таким относится резкость смены терригенных отложений Карачатырской подзоны к югу, в направлении, поперечном простиранию бассейна, заведомо мелководными чисто карбонатными отложениями Чаувайского района. Почти полное отсутствие в области накопления последних обломочного материала, несмотря на близость ее к источнику сноса (несколько десятков километров), хорошо объясняется относительно большой глубиной Карачатырской ванны, в которой полностью оседал сносимый с континента терригенный материал. Флишеподобный характер отложений, накопившихся в рассмотренной части бассейна, также указывает на их относительную глубоководность. Как известно, в настоящее время отложения флиша большинством исследователей считаются образованными в троговых некомпенсированных прогибах на глубинах в несколько сот метров (Келлер, 1949; Хворова, 1961; Гарецкий, Яншин, 1960).

Северо-западная часть позднебашкирского морского бассейна, занимавшая территорию Центральных Кызылкумов к северу от Тамдытауской подзоны, была расположена на продолжении описанного выше прогиба. Ширина его достигала здесь нескольких десятков километров. Однако интенсивное прогибание, о чем можно судить по значительной мощности отложений, в этом районе полностью компенсировалось сносом обломочного материала главным образом с расположенного к северу континента. Большое количество в разрезах грубообломочного материала, особенно в Северобукантауской подзоне, указывает, что данная территория примыкала к гористой интенсивно размываемой суше. По мнению А. К. Бухарина (1964), к северу от прогиба к этому времени возник субширотный высокогорный хребет.

Осадконакопление в кызылкумской части прогиба происходило в разнообразных физико-географических условиях. Как указывает А. К. Бухарин (1962), в Северобукантауской подзоне накопление молассовой толщи происходило в речных, дельтовых и прибрежноморских условиях. Сходные условия (главным образом прибрежноморские, реже лагунные и дельтовые) сохранялись, по его мнению, и в соседней Южнобукантауской подзоне.

На территории обеих подзон, по-видимому, имелись вулканы, но количество поставившегося ими материала было несравнимо меньше количества терригенных осадков.

Таким образом, если на востоке с континентом граничило относительно глубоководное море, то на западе суша обрамлялась с юга полосой прибрежного мелководья. Как и где флишевидные осадки карачатырского типа сменялись молассовыми отложениями кызылкумского типа, пока сказать трудно. По характеру вышележащих отложений можно предполагать, как это делает М. Н. Соловьева (1963) в отношении определения западной границы Карачатырской подзоны, что глубокая некомпенсированная часть прогиба протягивалась на запад до гор Писталитау. Возможно, что обмеление бассейна происходило несколько восточнее, с чем частично связано появление терригенного материала среди карбонатных пород в разрезах верхнебашкирских отложений Южноферганской подзоны, к западу от Джалаирского месторождения и особенно в Нуратинских горах. Благодаря мелководью обломочный материал, поступающий с континента, не оседал полностью в прибрежной зоне, а частично выносился в соседнюю к югу область карбонатонакопления.

Совершенно иные условия осадконакопления существовали в более южной части верхнебашкирского бассейна, занимавшей территорию, протягивавшуюся сравнительно узкой полосой (в несколько десятков километров)

от гор Боорды на востоке до гор Ауминзатау (в Кызылкумах) на западе, т. е. на расстоянии не менее 1000 км. Она располагалась в пределах относительно приподнятого, слабо прогибавшегося участка, упирившегося на востоке в Кичик-Алайское островное поднятие. Снос с последнего обломочного материала на запад был значительно меньше, чем в Карачатырскую и Восточноалайскую седиментационные ванны. Указанная часть морского бассейна была мелководной, и в ней происходила хемогенная и биогенная садка известковистых осадков. На подобные условия в бассейне указывают очень часто наблюдаемые в известняках этой зоны обломочные и брекчиевидные текстуры, а также обилие детритусовых и оолитовых их разновидностей. С этим же связано местами широкое развитие багряных водорослей. Некоторые исследователи предполагают, что в этой части бассейна вдоль ее северной границы известковые осадки имели рифогенный характер (Лисицына, 1956; Резвой, 1959).

В настоящее время накапливается все более убедительный материал, указывающий, что в условиях мелководья в этой части бассейна существовало большое количество небольших и сравнительно невысоких постепенно, а иногда периодически затапливаемых островов. Существование одного из них убедительно доказывается материалами, приведенными Б. В. Поярковым (1954). Он установил, что в хребте Ишметау, расположенном в предгорьях Алайского хребта восточнее р. Сох, в разрезе карбона наблюдается локальный перерыв между верхневизейскими и московскими отложениями, тогда как в радиусе 1—2 км от этого места имеются полные разрезы карбона, в которых мощность намюрских и башкирских отложений составляет несколько десятков метров. В указанном разрезе на границе между верхневизейскими и московскими отложениями расположен метровый слой обломков визейских известняков, сцементированных пелитоморфным карбонатным материалом, аналогичным широко распространенному в вышележащих отложениях, т. е. в позднебашкирское время на месте хребта Ишметау, вероятно, существовал небольшой сравнительно низкий остров, на поверхности которого выходили недислоцированные визейские известняки, частично разрушавшиеся и остававшиеся на его плоской поверхности в виде обломков. Можно предполагать, что аналогичные острова в некоторые отрезки верхнебашкирского времени возникали в районе всех указанных выше проявлений бокситов и бокситовых пород. На это указывает обычно наблюдаемая в большей или меньшей степени закарстованная поверхность известняков, подстилающих бокситы, образование которой скорее всего было связано с периодами выхода этих известняков над уровнем моря. Однако в эти периоды не происходило осушения всей рассматриваемой зоны, так как рядом с месторождениями бокситов наблюдаются разрезы, в которых верхнебашкирские отложения связаны постепенными переходами с нижележащими толщами. Как было показано, такие полные разрезы наблюдаются около кишлака Кштут, к югу от Сохского месторождения, а также к югу от Чаувайских месторождений в Исфайрамской подзоне. Таким же является разрез севернее кишлака Бедак, в котором С. Л. Эйнором был выделен каравшинский горизонт. Аналогичная картина, по-видимому, наблюдается вблизи Шингак-Учкольского месторождения. При этом от Варухского (Бедакского) и Шингак-Учкольского месторождений непрерывные карбонатные разрезы удалены, как и в хребте Ишметау, на расстояние 1—2 км.

Длительность существования островов была различной. Как уже отмечалось, остров в районе хребта Ишметау существовал в течение всего намюрского и башкирского времени. Довольно обширная островная суша в позднебашкирское время существовала, по мнению А. К. Бухарина (1964), на месте Тамдытауской подзоны. Достаточно длительно, по крайней мере в течение почти всего позднебашкирского времени, существовал и Шингак-Учкольский остров. В начале верхнебашкирского времени возникли

острова в районе Джалаирского, Кызымчакского, Кокчетауского и, вероятно, некоторых других месторождений. Местами глубокая закарстованность известняков, подстилающих бокситы, указывает, что в жизни этих небольших островов происходили относительно высокие воздымания над поверхностью моря, что приводило к относительно глубокому уровню стояния грунтовых вод. В районе Чаувайских, а также Варухского месторождений периоды осушения неоднократно в течение позднебашкирского времени сменялись периодами затопления. Здесь острова над уровнем моря возвышались, вероятно, совсем незначительно, чем объясняется характерная для месторождений слабая закарстованность подбокситовых известняков и пологая форма развитых в них карстовых углублений.

Выше было высказано предположение, что часть обломочного материала, появляющаяся среди верхнебашкирских карбонатных отложений западнее Джалаирского месторождения, снесена с континента. Но часть песчано-глинистого материала скорее всего местного происхождения, так как благодаря значительной предверхнебашкирской дислоцированности здесь на поверхности островов обнажались древние толщи, в разрезе которых много алюмосиликатных пород. С разрушением подобных местных поднятий было связано образование конгломератов нарванской свиты в Нура-тинских горах.

Не ясно, что представляла собою в позднебашкирское время территория центральной части Туркестанского и Зеравшанского хребтов, показанная на геологических картах почти сплошным полем распространения среднепалеозойских метаморфизованных отложений. Пока в ее пределах неизвестно не только верхнебашкирских, а вообще каменноугольных отложений. На основании отсутствия отложений широко распространено, если не общепринято, представление о том, что в пределах этой территории весьма длительно (в том числе и в позднебашкирское время) существовало обширное поднятие — Южноферганская суша, разделявшая охарактеризованную выше часть бассейна от его Южногиссарской части. Однако прямых признаков существования такой суши пока нет. Лишь на фациальной схеме Д. П. Резвого (1959) для начала среднекаменноугольного периода в бассейне верховьев рек Каравшин и Сох (южнее полосы развития известняков) показаны терригенные отложения, связываемые с размывом этой суши, но их возраст скорее всего нижнемосковский. Поэтому, если Южноферганская суша существовала, то задолго до позднебашкирского времени она была почти полностью превращена в измененную равнину, поставлявшую минимальное количество терригенного материала. Краины ее в московское время были залиты морем, в результате чего в ряде мест Туркестанского, Зеравшанского и северных склонов Гиссарского хребтов наблюдается залегание московских отложений непосредственно на среднепалеозойских породах (Пейве, Смирнов, 1940; Салтовская, 1963). Продолжением Южноферганской суши в Кызылкумах служит Кульджуктауская структурно-фациальная подзона, также характеризующаяся выходом на поверхность дислоцированных метаморфизованных толщ среднего палеозоя и полным отсутствием верхнепалеозойских отложений. Однако нет никаких данных для того, чтобы решить, соединялся ли Кульджуктауский участок суши непосредственно с Южноферганским или они были разобщены.

К югу от Южноферганской островной суши (южный склон Гиссарского хребта и юго-запад Дарваза) морской бассейн по своему характеру и прежде всего по типу осадков до некоторой степени напоминал его Карачатыр-Кокшаальскую часть. По-видимому, это был также относительно глубокий водоем, расположенный в пределах достаточно активно прогибавшейся территории. Основным отличием данной части бассейна являлась значительно более активная в его пределах вулканическая деятельность. Очевидно, среди бассейна выступало много вулканов, поставлявших срав-

нительно большое количество лав, туфов и, вероятно, кремнезема. Границы южногиссарской части бассейна на юге, западе и востоке не ясны. На основании материалов С. С. Карапетова (1964) можно предполагать, что частично бассейн заходил и на территорию Центрального Памира, где накапливались мощные алевролитово-песчано-глинистые осадки сарезской свиты.

Таким вырисовывается характер Среднеазиатской части Русско-Китайского морского бассейна в позднебашкирское время. Разрезы Чаткало-Нарынской и Северотяньшаньской зон позволяют представить характер континента, обрамлявшего с севера рассмотренный морской бассейн. Наиболее специфическая обстановка существовала в пределах континента на территории Кураминской подзоны. Здесь было расположено большое количество активно действующих вулканов, определявших ландшафт территории. Склоны и подножья гор были покрыты весьма мощными излияниями лав и слоями разнообразных туфов. Найдены в акчинской свите растительные остатки, среди которых много представителей чешуйчатоствольных, по мнению Т. А. Сикстель и Б. В. Яскович (1960), произрастали при относительно мало влажном климате. Хорошая их сохранность говорит о том, что растительный материал был перенесен на незначительные расстояния и захоронен в относительно спокойных условиях. Скорее всего это были отдельные небольшие озера.

В работе, касающейся анализа истории развития наземных флор палеозоя Средней Азии, Т. А. Сикстель (1960) обратила внимание на отсутствие среди среднекаменноугольных флористических остатков, собранных в пределах Кураминской подзоны, представителей плауновых, часто встречающихся в других и в том числе более южных районах Средней Азии, которые типичны для влажных тропиков (вестфальский тип). Развитие на территории Кураминской подзоны кордаитов, трихопитусов (своеобразных хвойных) и гинкговых — деревьев, имеющих годичные кольца, доказывает, что в ее пределах в течение всего среднего карбона были гораздо более суровые климатические условия, чем в соседних районах Средней Азии. Подобное климатическое своеобразие Кураминской подзоны Т. А. Сикстель объясняет тем, что эта горная область имела значительные высоты.

Локально развитые на остальной территории Чаткало-Нарынской, а также и на большей части Северотяньшаньской зон грубообломочные отложения, по-видимому пролювиального типа, указывают на значительную в некоторых местах расчлененность рельефа и аридный климат. Такой климат возник здесь еще в раннебашкирское время, когда в отдельных лагунах происходило накопление доломитов и гипсов. Лишь в Восточнокиргизской впадине (если правильно отнесение к верхнебашкирским отложениям низов ортокской свиты) климат был более влажным и по берегам находившегося в этом районе крупного пресноводного водоема произрастали лепидодендроны и другие растения. Есть некоторые основания предполагать, что в отдельных местах рассматриваемой территории континента существовали вулканы (Зубцов, Зубцова, 1961). Однако количество их было несравнимо меньше, чем в Кураминской подзоне.

При решении вопроса о генезисе палеозойских бокситов Средней Азии необходимо учитывать большинство рассмотренных выше деталей палеогеографии, хотя еще многое в ней требует подтверждения, уточнения и выяснения, для чего нужны специально поставленные исследования. Как видно на рис. 4, практически все бокситопоявления не выходят за пределы полосы мелкого моря с преимущественным карбонатонакоплением и удалены от расположенных на севере и юге крупных участков суши не менее, чем на несколько десятков километров. В этой полосе предверхнебашкирские движения обусловили появление большого количества островов, сложенных карбонатными породами.

Вследствие большой расчлененности рельефа и активного размыва отложений в условиях сравнительно сурового климата вряд ли можно представить формирование в позднебашкирское время на территории рассмотренной части Ангариды латеритных кор выветривания, могущих служить источником глинозема для среднеазиатских палеозойских бокситов. С точки зрения поисков кор выветривания более перспективна территория предполагаемой Южноферганской суши и особенно те небольшие выходы алюмосиликатных пород в пределах самих месторождений бокситов, подобные тем, какие наблюдаются под верхнебашкирскими отложениями в районе месторождений Джалаир и Шингак-Учколь. Как уже отмечалось, климат здесь был тропическим, вполне подходящим для образования кор выветривания латеритного типа. Однако пока нет никаких указаний о существовании таких кор.

С позиций гипотез вулканогенного генезиса (Пейве, 1947; Зеленов, 1964), несомненно, заслуживает внимания достоверно установленная вулканическая деятельность в позднебашкирское время во многих районах Средней Азии и особенно сильная в пределах ближайшей к большинству бокситовых месторождений Кураминской подзоны. Здесь следы поствулканической деятельности в виде месторождений вторичных кварцитов, как уже отмечалось, встречаются в отложениях минбулакской и особенно часто акчинской свит.

Все большее значение в бокситообразовании придается гидрогеологическому режиму района месторождений (Бенеславский, 1963). С этих позиций весьма интересно разобрать намечающуюся различную степень закарстованности поверхности известняков в основании среднеазиатских бокситов и бокситовых пород железисто-каолинитового состава, а также разницу формы залежей кондиционных бокситов (гнезда) и бокситовых пород (пластовые тела).

Интересно было бы найти критерии оценки длительности образования бокситов и бокситовых пород отдельных месторождений. Пока лишь несомненно, что длительность перерывов в осадконакоплении в позднебашкирское время в пределах разных месторождений была различной. На востоке, где распространены главным образом бокситовые породы железисто-каолинитового состава, эти перерывы были, вероятно, наиболее кратковременными, на западе же, где распространены кондиционные бокситы, их длительность была максимальной.

Формационное положение среднеазиатских верхнебашкирских бокситов

Если исходить из понимания формации, предложенного Н. С. Шатским (1945, 1960), то положение геосинклинальных бокситов, в том числе и среднеазиатских, в парагенезе пород бокситоносной формации представляется весьма определенным. Как известно, они встречаются всегда вместе с карбонатными отложениями. Но рассматривать бокситы можно лишь как спутник геосинклинальных карбонатных формаций, а не в качестве главного или обязательного члена парагенеза. Действительно, как подчеркивал А. В. Пейве (1947), в большинстве случаев геосинклинальные бокситы залегают в основании трансгрессивных серий, имея чистые, очень часто рифогенные известняки в подошве и более глинистые известняки в кровле. Но известно гораздо больше примеров аналогичных карбонатных формаций, в которых поверхности перерыва не характеризуются приуроченностью к ним бокситов. Таким образом, положение бокситов в парагенезе аналогично положению многих других «минеральных концентратов» и «руд», на которые указывал Н. С. Шатский (1954). Однако существуют иные представления о формационном положении геосинклинальных бокситов. Так, Г. И. Бушинский (1964) геосинклинальную бок-

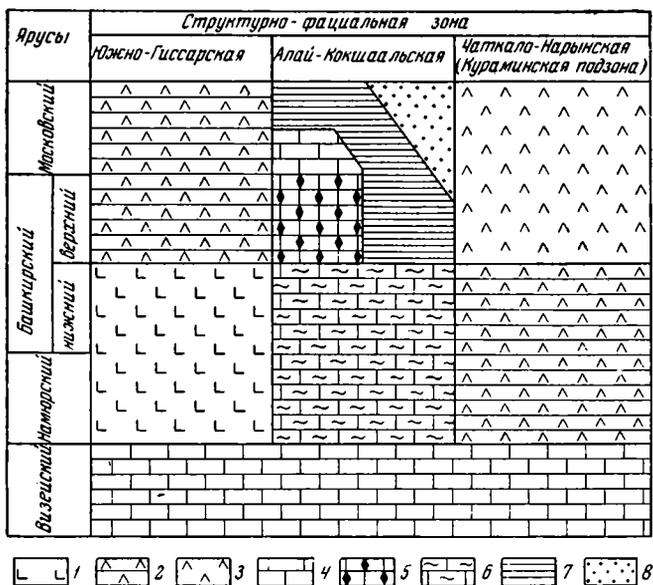


Рис. 5. Схема соотношения верхнепалеозойских формаций в Тяньшаньской геосинклинали

1 — спилито-кератофировая, 2 — вулканогенно-терригенная андезитовая, 3 — порфировая, 4 — карбонатная, 5 — бокситоносная часть карбонатной формации, 6 — кремнисто-карбонатная, 7 — флишевидная молассовая, 8 — молассовая

ситоносную формацию понимает как особую карбонатную формацию, в которой бокситы рассматриваются в качестве главного ее члена. К. В. Боголепов (1961) геосинклинали бокситоносную формацию по существу вообще ограничивает бокситами, так как кроме них в качестве главного члена парагенеза он предлагает лишь не установленную *de facto* латеритную кору выветривания.

Для решения практических задач вопрос о том, чем являются геосинклинали бокситы в формациях, большого значения не имеет. Давно установленная связь геосинклинали бокситов с перерывами внутри карбонатных толщ известна всем геологам, и практически на ней основаны их поиски. Этот вопрос затронут лишь попутно, поскольку имеются высказывания иные, чем представления автора. Гораздо важнее выяснение существующих соотношений геосинклинали бокситоносных формаций с другими формациями. Впервые они были рассмотрены в монографии А. В. Пейве (1947) и послужили толчком для высказанной им новой гипотезы о формировании североуральских бокситов.

Верхнепалеозойские формации Тяньшаньской геосинклинали затронуты в ряде работ (Пейве, 1948; Пейве, Сеницын, 1950; Гаредкая, 1962; Тарасенко, 1961). Наиболее подробно разобраны вулканогенные формации. Используя эти материалы, можно наметить пока еще очень грубую схему соотношения формаций, изображенную на рис. 5.

В пределах Южногиссарской, Алай-Кокшаальской и Кураминской части Чаткало-Нарынских зон в висте распространена карбонатная формация, в парагенезисе пород которой главенствуют чистые, часто органогенные известняки. В пределах Алай-Кокшаальской зоны и особенно ее южной части карбонатная формация, кроме визейских толщ, включает отложения намюра, башкирского и низов московского ярусов. Однако ее намюр-нижебашкирская часть отличается появлением в большинстве разрезов значительного количества терригенно-кремнистого материала в

виде прослоев и линз черных кремней, а также пластов и пачек темных глинистых известняков и сланцев. По-видимому, эта толща может быть отнесена к самостоятельной кремнисто-карбонатной формации. Ее тесная связь с выделенной А. Т. Тарасенко (1961) вулканогенно-терригенной андезитовой формацией позволяет предполагать, что она весьма близка с намечавшейся Н. С. Шатским (1954) группой карбонатных формаций, в которых кремнезем и руды марганца имеют вулканогенно-осадочное происхождение. В этой связи интересно, что и к отложениям указанной кремнисто-карбонатной формации намюр-нижнебашкирского возраста также приурочены рудопоявления марганца Чатыр-Отека.

Одновозрастной с кремнисто-карбонатной формацией в Кураминской подзоне является, как уже было отмечено, вулканогенно-терригенная андезитовая формация, объемлющая большую часть свиты уя. К данной формации А. Т. Тарасенко отнесла также отложения сагдорской свиты. В парагенезе пород этой формации, наряду со значительным количеством вулканокластического и частично лавового материала андезитового состава, большую роль играют морские песчаники, алевролиты, кремнистые сланцы.

В Южногиссарской зоне между карбонатной и вулканогенно-терригенной формациями выделяется типичная спилито-кератофировая формация в ее широком геологическом понимании, которое неоднократно давалось в работах Н. С. Шатского, А. В. Пейве и многих других исследователей. В данном случае к ней относятся отложения каратагской свиты, имеющей намюр-нижнебашкирский возраст.

В Кураминской подзоне вулканогенно-терригенная андезитовая формация выше сменяется типичной порфировой. Характерные признаки порфировой формации были разобраны в статьях впервые ее выделившего А. В. Пейве (1948), А. В. Пейве и В. М. Синицына (1950) и особенно подробно в статье С. А. Салуна (1957). В Кураминской подзоне к этой формации относятся вся толща верхнего палеозоя, начиная с мощных верхнебашкирских андезитовых покровов верхов минбулакской свиты и свиты уя и кончая отложениями перми и нижнего триаса.

В Алай-Кокшаальской зоне, кроме карбонатной и кремнисто-карбонатной формации, достаточно четко выделяется еще одна своеобразная формация, приуроченная главным образом к северной и восточной части зоны. Среди рассмотренных в работе верхнебашкирских отложений к ней относятся отложения карачатурского и кокшаальского типов, состоящие из терригенных пород с флишевидной стратификацией. Эта формация, начавшая образовываться в верхнебашкирское время, особенно широкое развитие получает в московское время, к середине которого она полностью вытесняет карбонатную. По-видимому, эта формация может быть отнесена к широко распространенной группе формаций, переходных от настоящего флиша к типичной молассе и известной под названием «морской сероцветной молассы», «гельветского флиша», «флишевидной молассовой формации» (Тригорьев, 1963). Кроме перечисленных формаций, на рис. 5 условно показана молассовая формация, которая выделяется среди верхнебашкирско-московских отложений в Центральных Кызылкумах.

Подводя итог разбору изображенной на рис. 5 схемы, следует отметить, что верхний палеозой рассмотренной части Тяньшаньской геосинклинальной области, начиная с намюра, характеризовался широким развитием формаций, тесно связанных с различными проявлениями магматизма. При этом накопление верхнебашкирских бокситов и бокситовых пород совпадает с началом формирования в соседней зоне наземной порфировой формации. Эту особенность отмечал А. В. Пейве (1947), но в работах геологов, занимавшихся и занимающихся среднеазиатскими палеозойскими бокситами, она не учитывается. К сожалению, в настоящее время нельзя с уверенностью решить, является ли отмеченная синхрон-

ность бокситообразования и вулканизма чисто случайной или между ними имеется генетическая связь. Для этого необходим прежде всего сравнительный материал по другим месторождениям геосинклинальных бокситов. Но пока такого материала очень мало. Кроме А. В. Пейве, выяснением формационного положения бокситов по существу никто не занимался. Как известно, он считал формирование североуральской бокситоносной формации в Петропавловской зоне синхронным и генетически связанным с образованием офиолитовой формации в соседних Турьинской и Кумбинской зонах.

ЛИТЕРАТУРА

- Арапов В. А. К стратиграфии осадочно-эффузивной толщи среднего — верхнего палеозоя Алтынтапкана. Труды Главгеол. УзбССР, 1962, сб. 2.
- Бенеславский С. И. Гидрогеологический режим — важнейший фактор бокситообразования. — В кн.: Кора выветривания, вып. 5. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Бенш Ф. Р. Стратиграфия среднекаменноугольных отложений хребта Кара-Чатыр. — Узб. геол. журн., 1958, № 5.
- Боголепов К. В. К вопросу об условиях образования и парагенезах пород бокситоносных формаций Сибири. — Геол. и геофиз., 1961, № 11.
- Богомазов Г. П. Некоторые вопросы геологии и генезиса свинцовых месторождений Джергаланского района. — Труды Ин-та геол. АН КиргССР, 1957, вып. 9.
- Бухарин А. К. О причине изменчивости характера разреза среднего карбона в Кызылкумах. — Труды Главгеол. УзбССР, 1962, сб. 2.
- Бухарин А. К. Стратиграфия и литология среднекаменноугольных отложений Центральных Кызылкумов. Автореф. канд. дисс. Л., 1964.
- Бушинский Г. И. О некоторых вопросах геологии бокситов. — В кн.: Вопросы геологии и геохимии бокситов. Труды ГИН, вып. 103, 1964.
- Васильковский Н. П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во АН УзбССР, 1952.
- Васильковский Н. П. К схеме возрастного расчленения вулканогенных и интрузивных образований юго-западных отрогов Тянь-Шаня. — Зап. Узб. отд. Всесоюз. мин. об-ва, 1956, вып. 10.
- Васильковский Н. П., Незвецкий А. П. Сопоставление разреза верхнепалеозойских образований Восточного Карамазара с разрезом Чирчик-Ангренского бассейна. — Докл. АН ТаджССР, 1956, вып. 17.
- Вахрамеев В. А. О границе нижнего и среднего карбона Ферганы. — Изв. АН СССР, серия геол., 1938, № 2.
- Власов Н. Г. Основные черты доюрской истории Юго-Западного Дарваза. В кн.: Геология Средней Азии. Л., Изд-во ЛГУ, 1961.
- Галицкая А. Я., Королев В. Г. Карбон Северной Киргизии. — Материалы по геол. Тянь-Шаня, 1961, вып. 1.
- Гарецкий Р. Г., Яншин А. Л. Тектонический анализ мощностей. В кн.: Методы изучения тектонических структур, вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Гарецкая Е. Н. Палеозойские вулканогенные формации Тянь-Шаня и их связь с различными типами тектонических структур. В кн.: Вопросы вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Григорьев В. Н. Кембрийские молассовые формации западной окраины Сибирской платформы и ее обрамления. — В кн.: Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. Труды ГИН, вып. 81, 1963.
- Довжиков А. Е. Основные черты геологического строения средней части системы хребтов Кок-Шаала. — Материалы Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, 1956, вып. 10.
- Захаров И. Л. К стратиграфии верхнепалеозойских отложений северной структурно-фациальной зоны Тянь-Шаня. — Материалы по геол. Тянь-Шаня, 1962, вып. 3.
- Зеленов К. К. О возможном вулканогенном источнике вещества геосинклинальных бокситов. — Dans: Les actes du Symposium sur les bauxites, oxydes et hydroxydes d'aluminium, t. 1. Zagreb, 1964.
- Зубцов Е. И., Зубцова Е. И. Верхнепалеозойская вулканогенная толща и покрывающие ее отложения в Нарынской впадине (Тянь-Шань). — Информ. сб. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та, 1961, № 46.
- Карапетов С. С. Среднекаменноугольные отложения Центрального Памира. — Материалы по геол. Памира, в. 2. Душанбе, 1964.
- Келлер Б. М. 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), 1949.
- Конинов Л. П. Перспективы поисков и разведки бокситовых руд и высокоглиноземного сырья в районах Средней Азии. — Сов. геология, 1960, № 2.

- Коннов Л. П. Генетические типы и закономерности размещения бокситовых месторождений Средней Азии. В кн.: Рудоносные осадочные формации и рудная зональность артезианских нефтегазоносных бассейнов Средней Азии. Л.: Изд-во «Недра», 1964.
- Крестников В. Н. История развития палеозойской геосинклинальной области Памира и прилегающих частей Азии, ч. 2.— Изв. высших учеб. завед., геол. и разведка, 1959, № 7.
- Кушнарев И. П., Каждан А. Б. К стратиграфии эффузивных свит среднего и верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 5.
- Лисицына Н. А. Условия образования верхнепалеозойских отложений восточной части Алайского хребта.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1956, 31, № 2.
- Лисицына Н. А., Богус О. И. Стратиграфия верхнепалеозойских отложений восточной части Алайского хребта.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1954, 29, вып. 3.
- Лихачев Ю. А. Стратиграфия верхнепалеозойских вулканогенных отложений Восточного Кара-Мазара.— Материалы Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, 1956, вып. 10.
- Марковский А. П. О находке бокситовых образований в Туркестанском хребте.— Материалы Центр. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1935, полезные ископаемые, сб. 2.
- Миклухо-Маклай А. Д. Верхний палеозой Средней Азии. Л., Изд-во ЛГУ, 1963.
- Миклухо-Маклай А. Д., Поршняков Г. С. К стратиграфии и тектонике карбона Южной Ферганы.— Вестн. ЛГУ, 1954, № 4.
- Минжилкиев А. М. Об эффузивно-осадочном генезисе некоторых полиметаллических месторождений Киргизии.— Разведка и охрана недр, 1954, № 3.
- Мусин Р. А. Наждики Мальгузарских гор и некоторые вопросы образования и накопления свободного глинозема.— Зап. Узб. отд. Всес. мин. об-ва, 1955, вып. 8.
- Наливкин Д. В. Палеогеография Средней Азии. В кн.: Научные итоги работ Таджикско-Памирской экспедиции. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1936.
- Павлинов В. Н. Бокситы Шахристанского района (Северный Таджикистан).— Труды Тадж.-Памир. экспедиции, 1936, вып. 39.
- Пейве А. В. Бокситы Средней Азии. Таджикско-Памирская экспедиция, 1935.
- Пейве А. В. Бокситы Средней Азии.— Труды Тадж.-Памир. экспедиции, 1937, вып. 99. серия «Энергетика и полезные ископаемые». М.— Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Пейве А. В. Тектоника Североуральского бокситового пояса. Материалы к познанию геол. строения СССР, вып. 4/8. М., Изд-во МОИП, 1947.
- Пейве А. В. Типы и развитие палеозойских структур Урало-Тяньшаньской геосинклинальной области.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 6.
- Пейве А. В., Сеницын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 4.
- Пейве А. В., Смирнов А. Н. Новые данные по стратиграфии и тектонике западной части Зеравшано-Гиссарской горной области. В кн.: Геология и полезные ископаемые Зеравшано-Гиссарской горной системы (Таджикистан). М.— Л., Гостеолиздат, 1940.
- Поярков Б. В. Об одном перерыве осадконакопления в карбоне Алая (Средняя Азия).— Вестн. ЛГУ, 1954, № 7.
- Пуркин М. М. Новые данные по стратиграфии каменноугольных отложений Кок-Шаала.— Материалы по геол. Тянь-Шаня, 1962, вып. 3.
- Пыжьянов И. В. Стратиграфия зеленокаменных толщ юго-западного Дарваза. Материалы по геологии Памира, в. 2. Душанбе, 1964.
- Пятков К. К. Тектоника Центральных Кызылкумов. Автореф. канд. дисс. Ташкент, 1964.
- Пятков К. К., Бухарин А. К. Тектоническое строение территории Кызылкумов.— Труды Главгеол. УзбССР, 1962, сб. 2.
- Пятков К. К., Бухарин А. К., Хайруллина Т. Н. Новые данные по стратиграфии палеозойских отложений части Центральных Кызылкумов.— Труды Главгеол. УзбССР, 1960, сб. 1.
- Пятков К. К., Пяновская И. А. К истории тектонического развития Центральных Кызылкумов.— Узб. геол. журн. АН УзбССР, 1964, № 3.
- Рахматуллаев Х. Р., Финкельштейн Ю. В. О находке бокситов в Северо-Западных Кызылумах.— Докл. АН УзбССР, 1960, № 9.
- Резвой Д. П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1959.
- Салтовская В. Д. Стратиграфия среднекаменноугольных отложений Зеравшано-Гиссарской горной области.— Труды Ин-та геол. АН ТаджССР, 1963, 7.
- Салун С. А. Порфиновая формация складчатых областей.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 7.
- Сикстель Т. А. К истории развития наземных флор палеозоя и мезозоя на территории Средней Азии.— Труды Среднеазиат. ун-та, 1960, вып. 180.

- Сикстель Т. А., Яскович Б. В. Новые данные о возрасте акчинской осадочно-вулканогенной свиты Кураминского хребта.— Труды Узб. геол. упр., 1960, сб. 1.
- Соловьева М. Н. Стратиграфия и фузулинидовые зоны среднекаменноугольных отложений Средней Азии.— Труды ГИН, вып. 76. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Соседко А. Ф. Наждаки и бокситы Средней Азии.— Соц. науки и техника, вып. 11—12, Ташкент, 1939.
- Тарасенко А. Т. К вопросу о сопоставлении геологического развития Южно-Гиссарской и Кураминской зон в верхнем палеозое (Южный Тянь-Шань).— Информ. сб. Всесоюз. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1961, № 46.
- Турбин Л. И. К стратиграфии верхнего палеозоя Северной Ферганы.— Труды Геол. и охраны недр при Сов. Мин-ов КиргССР, 1960, сб. 1.
- Хворова И. В. Флишевая и нижнемолассовая формация Южного Урала.— Труды ГИН АН СССР, вып. 37, 1961.
- Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала.— Материалы к познанию геол. строения СССР, вып. 2/6. М., Изд-во МОИП, 1945.
- Шатский Н. С. О марганценосных формациях и о металлогении марганца.— Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 4.
- Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 5.
- Эйноор О. Л. Новые данные по стратиграфии среднего карбона Южной Ферганы.— Геол. сб. Львов. геол. об-ва, 1954, № 1.

К. К. Зеленов, Р. И. Ткаченко, М. А. Канакина

**ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ РУДООБРАЗУЮЩИХ ЭЛЕМЕНТОВ
В ПРОЦЕССЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ
ВУЛКАНА ЭБЕКО
(остров Парамушир)**

Сложность распознавания продуктов вулканизма в осадках морских водоемов заключается главным образом в том, что некоторая часть изверженного материала в ходе поствулканического процесса зачастую интенсивно перерабатывается в результате химических процессов, а продукты этой переработки перемещаются в растворенном состоянии и вновь выделяются в твердую фазу уже в самом бассейне, где накапливаются вместе с терригенным материалом в полном соответствии с законами гидродинамики.

Геологическими свидетелями этого процесса являются лишь сами зоны интенсивной переработки изверженных пород, в которых в той или иной степени сохраняются остаточные продукты. Эти зоны обычно значительно удалены от бассейнов седиментации и не имеют с ними ясно видимой связи, поскольку процесс транспортировки растворенных продуктов в бассейн стока практически не оставляет следов в геологической летописи Земли. Последнее обстоятельство придает особую значимость сведениям о механизме и масштабах перераспределения и выноса рудообразующих элементов, которые можно получить, наблюдая современные вулканические и поствулканические процессы.

Поствулканические процессы в настоящее время в той или иной степени развиты в пределах Тихоокеанского вулканического кольца, на действующих вулканах Атлантического и Индийского океанов, в бассейне Средиземного моря. В Советском Союзе их можно наблюдать, изучая деятельность многочисленных вулканов Курильской островной гряды и Камчатки. Одним из наиболее интересных в этом отношении вулканов является вулкан Эбеко на острове Парамушир (Северные Курилы), находящийся в стадии интенсивной фумарольной деятельности в настоящее время и хранящий следы более раннего гидротермального изменения пород. Кроме того, Эбеко выгодно отличается от других вулканов гряды тем, что на нем примерно в одно и то же время проведены многообразные детальные исследования. Его морфологию и петрографию изучали Г. С. Горшков и Г. Е. Богдавленская (1962), термальные воды — В. В. Иванов (1957), газы — Л. В. Сурнина (1959, 1961), термальный режим — А. С. Нехорошев (1960), гидротермальный метаморфизм пород — С. И. Набоко (1963), озерно-кратерные отложения — Г. М. Власов (1960). Синтез этих данных, наряду с исследованиями, вскрывающими условия миграции рудообразующих элементов (главным образом железа

и алюминия) в термальных водах, позволит более уверенно судить о характере питания областей осадконакопления растворенным вулканогенным материалом.

ВУЛКАН ЭБЕКО

Вулкан Эбеко расположен в северной части острова Парамушир, сформированной цепью потухших четвертичных вулканов хребта Вернадского. По данным Г. С. Горшкова и Г. Е. Богоявленской (1962), это действующий вулкан довольно сложного строения типа «Сомма — Везувий». В северной половине массива сохранились остатки гребня древней доледниковой соммы, в полости денудационной кальдеры — остатки конуса межледникового времени. Современный центральный конус сложен пирокластическими продуктами, а западная половина окаймлена многочисленными потоками глыбовой лавы. Центральный конус имеет три соприкасающихся кратера, вытянутых цепочкой с севера на юг; кроме того, есть несколько боковых эксплозивных кратеров. На юго-восточном краю первой соммы расположен потухший побочный конус Неожиданный с многочисленными лавовыми потоками, спускающимися к Тихому океану. Наивысшая точка вулкана Эбеко — 1137 м. Последнее крупное извержение, давшее большое количество пирокластического материала, произошло в 1934—1935 гг. Оно имело вулканский характер и сопровождалось выбросом множества бомб типа «хлебной корки».

Лавы Эбеко довольно однообразны. По петрографическому составу это андезиты и андезито-базальты, излияния которых неоднократно чередовались без какой-либо общей направленности эволюции состава. На восточном склоне первой соммы преобладают плотные серые андезиты с ясно

Т а б л и ц а 1

Химический состав неизмененных лав вулкана Эбеко

Компонент	Водораздел рек Юрьева и Горшкова (аналитик М. А. Каякакина)	Долина р.Юрьева (К. К. Зеленов, 1960)	Центральный конус (Г. С. Горшков, 1962)
SiO ₂	57,38	52,50	54,35
TiO ₂	0,61	1,15	1,00
Al ₂ O ₃	17,50	21,22	17,61
Fe ₂ O ₃	3,31	4,00	2,69
FeO	2,44	3,94	5,83
CaO	7,53	7,20	8,66
MgO	3,24	3,40	4,33
MnO	0,18	0,10	0,26
P ₂ O ₅	0,18	0,27	0,18
Na ₂ O	2,66	2,70	3,05
K ₂ O	1,82	1,90	1,92
SO ₃	0,19	—	—
S _{пир}	1,27	—	0,10
H ₂ O ⁺	0,93	0,42	0,18
H ₂ O ⁻	1,04	1,42	0,16
CO ₂	Нет	0,57	—
C	0,17	—	—
Σ ₁	100,45	100,79	100,32
O = S	0,63	—	—
Σ ₂	99,82	100,79	100,32

видимыми фенокристаллами плагиоклаза и темноцветных минералов, в верхней части соммы — андезито-базальты с аналогичными плагиоклазом и темноцветными. Лавовые потоки, окаймляющие центральный конус с запада, сложены серыми и темно-серыми андезито-базальтами; лавы из потока, спускающегося в речку Горшкова, относятся к андезиту (Горшков и Богоявленская, 1962). Химический состав образцов лав, взятых на разных участках, также весьма тождествен (табл. 1).

Современная активность вулкана выражается в интенсивной газогидротермальной деятельности. Выходы вулканических газов наблюдаются в пределах центральных кратеров и на склонах вулкана, особенно восточном и северо-восточном. На склонах кратеров и особенно у подножья северо-западного склона выходят мощные термальные источники. Средний кратер заполнен теплым кратерным озером с газовыми струями по его периферии и на дне. Интересно исследование тепловой энергии вулкана, выполненное А. С. Нехоршевым (1960). По самым минимальным подсчетам вулкан Эбеко выделяет в атмосферу примерно 4×10^{18} эрг/час, причем на долю мощных эффектных фумарол приходится всего $\frac{1}{4}$ этой энергии (1×10^{18} эрг/час), а все остальное тепло выносится термальными водами, особенно горячими источниками у подножья северо-западного склона ($2,4 \times 10^{18}$ эрг/час). По сравнению с гигантской тепловой энергией, мгновенно выделяющейся при катастрофическом извержении (например, при извержении вулкана Безымянного 30 марта 1956 г. выделилось $3,6 \times 10^{25}$ эрг), минимальная годовая тепловая энергия вулкана Эбеко, находящегося в «спокойном состоянии», составляет всего тысячную долю ($3,5 \times 10^{22}$ эрг/год).

Активные кислые газы, сопутствующие паровым струям фумарол и растворяющиеся в водах, циркулирующих в теле вулкана, обуславливают интенсивную химическую переработку слагающих вулкан пород. Поэтому рассмотрение механизма перераспределения рудообразующих элементов в процессе гидротермальной деятельности вулкана целесообразно начать с описания газовых струй и гидротерм.

ЭКСГАЛЯЦИИ И ТЕРМАЛЬНЫЕ ВОДЫ

Фумаролы вулкана Эбеко расположены во всех трех кратерах центрального конуса, а также на его восточном и главным образом на северо-восточном склонах (рис. 1). Все фумаролы выделяют большое количество элементарной серы, которая отлагается в местах выхода газов и образует довольно быстро растущие серные холмы. Газ из отверстий выходит мощными струями со скоростью, достигающей 60 м/сек; температура газа на выходе не превышает 120°. Важная отличительная особенность газов вулкана Эбеко по сравнению с другими вулканическими газами состоит в ничтожном содержании в них азота и кислорода (до 10% против 90% в фумаролах вулканов Камчатки и других), что свидетельствует о весьма малом загрязнении их атмосферным воздухом (Сурнина, 1959).

Анализы проб газов, выполненные Л. В. Сурниной (1959, 1961) по собственным сборам 1957 и 1960 гг., сведены в табл. 2. По данным таблицы отчетливо видно, что в составе газов преобладают пары воды (до 93%) и углекислота (до 20,5%), наряду с которыми определено значительное количество H_2S (до 0,24%), SO_2 (до 2,2%) и HCl (до 7% в одной из проб).

Сравнение фумарольной деятельности Эбеко в 1957 и 1960 гг., проведенное Л. В. Сурниной (1961), показало, что характер этой деятельности несколько меняется. Так, в 1960 г. по сравнению с 1957 г. температура газов на выходе фумарол несколько снизилась; во всех трех кратерах вулкана деятельность некоторых фумарол заметно ослабла, тогда как на северо-восточном склоне, наоборот, усилилась. Усиление деятельности фу-

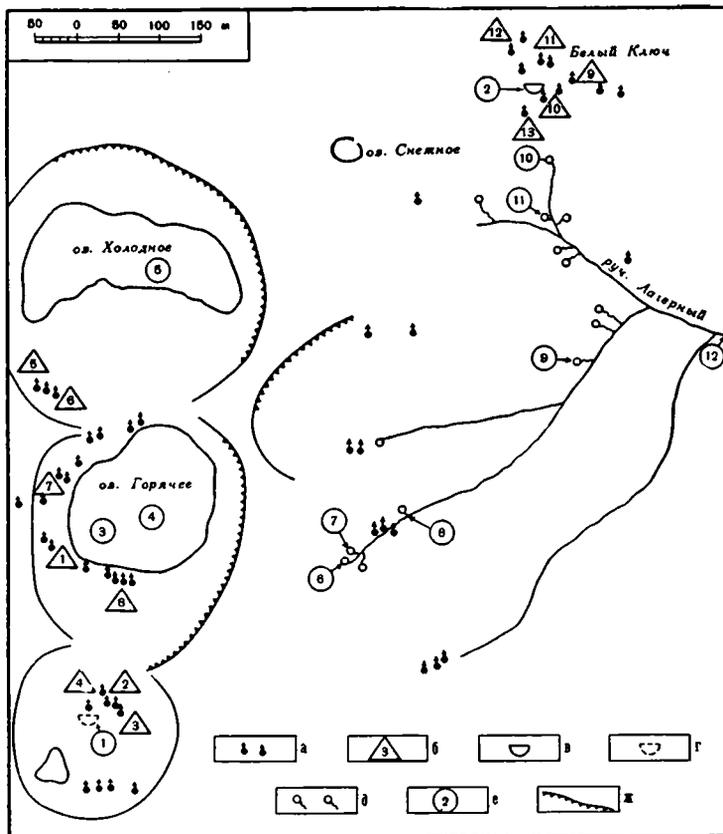


Рис. 1. Схема современной гидротермальной деятельности в прикратерной части вулкана Эбеко (химический состав вод и газов см. в табл. 2, 3, 4, 6, 7)

а — сольфатары; б — места отбора проб сольфатарных газов (по Л. В. Сурниной); в — воронка «Белый Ключ» с природным конденсатом вулканических газов; г — воронка с природным конденсатом вулканических газов, существовавшая до 1959 г. в верхнем кратере; д — термальные источники; е — места отбора проб воды; ж — крутые стенки кратеров и эксплозивных цирков

марол во всех случаях сопровождалось значительным увеличением SO_2 , а снижение температуры — уменьшением содержания HCl (табл. 2).

Содержание HCl в фумарольных газах Эбеко четко контролируется их температурой на выходе. В фумаролах с температурой $92-95^\circ$ содержится всего $0,003-0,012\%$ HCl , в то время как в фумаролах с $t = 105-110^\circ$ количество HCl возрастает до $0,03-0,30\%$. Это объясняется тем, что хлористый водород вследствие своей высокой растворимости при охлаждении и конденсации водяного пара переходит в воду. Так, в искусственном конденсате фумарольных газов с температурой, превышающей на выходе 100° , за счет растворения HCl резко понижается рН, и содержание растворенного хлора достигает $6,5 \text{ г/л}$ (табл. 3).

Еще более интенсивную концентрацию хлористого водорода можно наблюдать в природных конденсатах, встречающихся иногда в виде чрезвычайно малодобитных высокотемпературных источников непосредственно у выхода фумарол. Наиболее интересным примером такого конденсата на вулкане Эбеко является существовавшая до 1959 г. бессточная ванна размером $3 \times 2 \text{ м}$, располагавшаяся в верхнем кратере у подножья

Таблица 2

Химический состав газов вулкана Эбеко (в объемных %), по Л. В. Сурниной (1959, 1961)

Сольфатары, № (см. рис. 1)	Год взятия пробы	t° С сольфатары	H ₂ S	SO ₂	HCl	CO ₂	Непоглощенный остаток	H ₂ O
Верхний кратер								
2	1957	96	0,037	0,003	0,026	2,44	0,057	97,39
3	1960	95	0,14	0,08	0,012	12,90	0,060	86,70
3	1960	95	0,10	0,08	0,007	11,80	0,11	87,90
3	1957	114	0,03	0,02	0,035	19,10	0,59	80,00
4	1960	95	0,24	0,05	0,005	5,80	0,07	93,80
4	1960	95	0,23	0,04	0,003	6,70	0,10	93,00
4	1957	109	0,09	0,02	0,303	20,50	0,48	78,60
Центральный кратер								
1	1957	95	0,001	0,002	0,007	4,45	0,52	95,00
7	1957	101	0,038	0,021	0,076	25,01	1,266	73,43
8	1960	97	0,17	0,39	0,016	6,50	0,26	92,60
8	1960	97	0,22	0,74	0,035	10,30	0,41	88,50
8	1957	102	0,06	0,03	7,586	19,20	0,95	71,90
Нижний кратер								
5	1960	92	0,04	0,02	0,006	10,2	0,13	89,50
5	1960	92	0,05	0,01	0,003	7,6	0,14	92,00
5	1957	110	0,12	0,09	0,044	20,4	0,33	79,10
6	1957	94	0,026	0,004	0,103	10,34	0,00	89,50
Северо-восточное поле (Белый ключ)								
9	1960	99	0,03	0,79	0,03	5,90	0,04	93,40
9	1960	99	0,02	0,71	0,03	8,60	0,08	90,60
9	1957	101	Сл.	0,44	0,025	13,40	0,49	85,60
10	1960	110	0,04	2,21	0,040	12,60	0,13	84,90
10	1957	112	Сл.	0,56	0,07	13,80	0,42	85,60
11	1960	105	0,06	2,06	0,15	9,20	0,32	88,60
11	1960	105	0,05	1,14	0,08	13,50	0,29	85,50
12	1960	102	0,05	1,17	0,01	8,30	0,18	90,30
12	1960	102	0,10	1,46	0,01	8,30	0,14	90,10
13	1960	110	0,03	1,82	0,04	10,80	0,13	87,10
13	1960	110	0,05	1,76	0,03	12,70	0,15	85,50

Таблица 3

Химический состав конденсатов сольфатарных газов (мг/л), по Л. В. Сурниной (1961)

Сольфатары, № (см. рис. 1)	t° С сольфатары	pH	SO ₃ ²⁻	Cl ⁻	BO ₃ ³⁻	Сольфатары, № (см. рис. 1)	t° С сольфатары	pH	SO ₃ ²⁻	Cl ⁻	BO ₃ ³⁻
3	95	4,5	20	109,5	1,77	10	110	0,5	800	6570,00	4,71
4	95	4,5	20	54,7	0,29	11	105	0,0	4480	3567,20	9,32
8	97	0,0	200	3102,5	4,71	12	102	3,5	560	73,00	0,88
5	92	5,0	20	73,5	0,29	13	110	1,0	2160	1633,00	2,94
9	99	0,0	1880	2920,00	5,89						

Химический состав природных конденсатов вулканических газов вулкана Эбеко
(по данным 1957 г.; аналитик М. А. Канакина)

Компонент		Центральная Воронка верхнего кратера. Проба 1			Белый ключ. Проба 2		
		мг/л	мг-экв/л	мг-экв %	мг/л	мг-экв/л	мг-экв %
КАТИОНЫ	H ⁺	1279,40	1279,40	99,01	531,00	531,00	56,64
	Al ³⁺	39,52	4,39	0,34	2950,70	328,10	35,00
	Ti ⁴⁺	5,52	0,45	0,04	Следы	—	—
	Fe ³⁺	23,68	1,27	0,10	42,10	2,26	0,24
	FeOH ²⁺	Нет	—	—	Нет	—	—
	Fe ²⁺	26,59	0,95	0,07	517,10	18,52	1,98
	Ca ²⁺	25,01	1,24	0,09	235,80	11,77	1,26
	Mg ²⁺	15,29	1,25	0,10	72,08	5,92	0,63
	Na ⁺	64,91	2,85	0,22	645,20	28,05	2,99
	K ⁺	8,46	0,22	0,02	423,30	10,83	1,16
	Li ⁺	1,26	0,18	0,01	7,57	1,09	0,10
	Σ		1292,20	100,00		937,54	100,00
АНИОНЫ	Cl ⁻	45156,00	1274,00	99,34	27019,00	761,95	79,97
	SO ₄ ²⁻	79,68	1,66	0,53	4439,04	92,48	9,71
	HSO ₄ ⁻	658,63	6,79	0,13	9535,10	98,30	10,32
	Σ		1282,45	100,00		952,73	100,00
ΔΣ			9,75			15,19	
SiO ₂	221,0			160,00			
Сухой остаток	1528,0			28326,00			
pH	0,08			0,435			
Кислотность	1279,4			Не опр.			

«Серного холма» с выходами мощных фумарол. Ванна была заполнена горячей (до $t = 98^\circ$) кислой водой, постоянно бурлящей от фильтрующихся газов. По химическому составу вода оказалась двуноральным раствором соляной кислоты почти без примесей (табл. 4). В 1959 г. в связи с резким ослаблением деятельности фумарол «Серного холма» вода из воронки исчезла.

Другим примером природного конденсата является лужица кислой, «кипящей» от проходящих газов воды среди мощных паро-газовых струй фумарольного поля Белый ключ. Цвет воды беловато-серый, обусловленный тончайшей примесью коллоидной серы; pH = 0,435, $t = 94^\circ$. Химический состав воды (табл. 4) отражает характер поступающих вулканических газов и реакции образующихся кислых растворов с молодыми пирокластическими продуктами этого участка.

Сравнение катионного состава природных конденсатов фумарольных газов в ванне «Северного холма» Верхнего кратера и на фумарольном поле Белый ключ показывает весьма существенное значение химического состава пород, в которых скапливаются конденсаты. В Верхнем кратере фумарольные газы проходят по зоне интенсивно разложенных

Таблица 5

Химический состав осадков (% на сухую навеску) в местах образования конденсатов вулканических газов
(аналитик М. А. Канакина)

Компонент	Образец из центральной воронки Верхнего кратера			Образец с термального поля Белый ключ	
	2050 ^а	2050 ^б	2050 ^в	2051	2052
SiO ₂	25,33	37,90	21,48	44,35	64,60
TiO ₂	0,30	0,37	0,38	0,83	0,82
Al ₂ O ₃	0,98	1,49	0,59	2,86	5,23
Fe ₂ O ₃	0,78	2,13	0,96	15,47	6,33
FeO	0,11	0,23	0,20	0,25	1,01
CaO	0,22	0,26	0,40	0,10	0,93
MgO	0,19	0,19	0,38	0,29	1,24
MnO	0,03	0,01	Нет	0,01	0,05
Na ₂ O	0,08	0,49	0,07	0,27	0,49
K ₂ O	0,22	0,26	0,17	0,55	0,91
P ₂ O ₅	Нет	Нет	Нет	0,12	0,12
S _{вл}	70,57	52,15	74,68	21,99	10,17
S _{пир}		0,90		11,86	4,72
SO ₃	0,69	2,08	Нет	2,24	1,02
H ₂ O ⁺	1,41	2,12	1,03	4,03	3,70
Cl	0,02	0,12	Нет	1,31	0,87
CO ₂	Нет	Нет	»	0,01	Нет
C	»	»	»	0,09	0,02
Σ ₁	100,93	100,75	100,41	106,63	102,81
O = S		0,45		5,93	2,36
O = Cl ₂		0,03		0,30	0,21
Σ ₂		100,27		100,40	100,24
H ₂ O ⁻	28,26	26,87	20,50	40,97	

пород, уже лишенных щелочных и щелочноземельных металлов, железа и алюминия, так что конденсат, несмотря на свою высокую потенциальную агрессивность (рН = 0,08), почти совершенно не содержит растворенных металлов. В районе же Белого ключа конденсат формируется на самом краю зоны гидротермально измененных пород среди поля развития свежего пирокластического материала, и поэтому содержит большое количество растворенных щелочей и особенно алюминия (до 3 г/л). Под воздействием сероводорода значительная часть железа пород связывается в пирит. Это подтверждается также анализом рыхлых образований, скапливающихся на участках формирования природных конденсатов (табл. 5). В ванне Верхнего кратера это — смесь аморфной кремниевой кислоты и элементарной серы, в осадках Белого ключа — черная глиноподобная масса, состоящая главным образом из опала, пирита и элементарной серы.

Естественные природные конденсаты фумарольных газов представляют собой довольно редкое явление; гораздо шире распространены термальные воды, образовавшиеся в результате растворения фумарольных газов в поверхностных водах атмосферного происхождения. Эти воды могут резко отличаться одна от другой в зависимости от физико-химических

условий растворения, состава растворяющихся газов, характера растворяющихся вод, количественных соотношений между поверхностными водами и эксталяциями и т. п.

Непосредственно в кратерах формируются термальные кратерные озера. Это своеобразные водоемы, в которых накапливаются атмосферные воды. На дне таких водоемов обычно имеются выходы фумарольных газов; газы «фильтруются» сквозь толщу воды, частично растворяются в ней и заметно меняют ее минерализацию.

На вулкане Эбеко кратерные озера расположены в Центральном (Теплое) и Северном (Холодное) кратерах.

Округлое Теплое озеро (диаметром около 180 м) занимает все основание Среднего кратера (см. рис. 1). В рельефе дна его отчетливо выделяются четыре воронки, самая большая из которых — юго-западная имеет глубину 17 м. Вода в озере белесовато-мутная, вероятно, в результате выделяющейся коллоидной серы. На отдельных участках озера поднимающиеся со дна фумарольные газы создают иллюзию «кипения» воды.

Таблица 6

Химический состав вод кратерных озер вулкана Эбеко (1957 г.)
(аналитик М. А. Канакина)

Компонент		Горячее озеро Среднего кратера, поверхность (t—34 °C). Проба 3			Горячее озеро Среднего кратера, глубина 15 м (t—34 °C). Проба 4			Холодное озеро Нижнего кратера (t—13 °C). Проба 5		
		мг/л	мг-экв/л	мг-экв%	мг/л	мг-экв/л	мг-экв%	мг/л	мг-экв/л	мг-экв%
КАТИОНЫ	H ⁺	60,40	60,40	67,78	59,68	59,68	66,95	15,22	15,22	59,94
	Al ³⁺	132,90	14,78	16,59	138,70	15,41	17,32	16,77	1,86	7,32
	Ti ⁴⁺	Нет	—	—	Нет	—	—	Нет	—	—
	Fe ³⁺	28,75	1,54	1,73	9,90	0,53	0,60	37,43	2,00	7,84
	FeOH ²⁺	2,55	0,04	0,04	Нет	—	—	61,94	1,70	6,66
	Fe ²⁺	58,50	2,03	2,34	71,79	2,59	2,90	Нет	—	—
	Ca ²⁺	105,40	5,26	5,90	125,00	6,24	7,02	55,38	2,76	10,84
	Mg ²⁺	22,94	1,89	2,12	22,94	1,89	2,14	10,37	0,85	3,37
	K ⁺	4,23	0,11	0,12	22,58	0,58	0,65	7,05	0,18	0,70
	Na ⁺	62,95	2,74	3,03	43,23	1,88	2,12	19,67	0,85	3,33
	Li ⁺	1,89	0,27	0,30	1,89	0,27	0,30	Нет	—	—
Σ			89,12	100,00		89,07	100,00		25,42	100,00
АНИОНЫ	Cl ⁻	2086,80	58,85	65,98	2096,70	59,13	66,02	491,80	13,87	52,92
	SO ₄ ²⁻	796,80	16,60	18,60	795,95	16,52	18,40	453,12	9,44	36,00
	HSO ₄ ⁻	1334,70	13,76	15,42	1355,09	13,97	15,58	281,30	2,90	11,03
Σ			89,21	100,00		89,62	100,00		26,21	100,00
ΔΣ			0,09			0,55			0,79	
SiO ₂		184,00			186,00			54,00		
B ₂ O ₅		9,80			10,50			5,88		
Сухой остаток		3356,00			3308,00			1180,00		
pH		1,30			1,33			1,87		

**Химический состав вод термальных источников
(аналитик)**

Компонент	Источник, отлагающий гидроокислы железа (t—75 °С). Проба 6			Источник, отлагающий гидроокислы железа (t—18 °С). Проба 7			Бурлящий котел (t—20,2 °С). Проба 8			
	мг/л	мг-экв/л	мг-экв %	мг/л	мг-экв/л	мг-экв %	мг/л	мг-экв/л	мг-экв %	
КАТИОНЫ	H ⁺	1,07	1,07	3,32	0,72	0,72	1,00	1,27	1,27	1,68
	Al ³⁺	2,75	0,31	0,96	357,09	39,67	54,96	360,65	40,07	53,08
	Ti ⁴⁺	Нет	—	—	Нет	—	—	Нет	—	—
	Fe ³⁺	6,35	0,34	1,06	10,09	0,54	0,75	3,08	0,17	0,22
	FeOH ²⁺	16,42	0,45	1,40	Нет	—	—	Нет	—	—
	Fe ²⁺	69,13	2,48	7,70	1,76	0,06	0,08	11,17	0,40	0,53
	Ca ²⁺	260,84	13,02	40,47	525,25	26,26	36,30	503,75	25,19	33,40
	Mg ²⁺	83,55	6,87	21,28	24,50	2,01	2,78	32,50	2,67	3,55
	K ⁺	39,51	1,01	3,14	4,50	0,11	0,15	2,10	0,05	0,07
	Na ⁺	153,40	6,67	20,67	66,10	2,87	3,98	127,00	5,52	7,32
	Li ⁺	Нет	—	—	Нет	—	—	0,80	0,11	0,15
Σ	.	32,22	100,00		72,24	100,00		75,45	100,00	
АНИОНЫ	Cl ⁻	9,89	0,28	0,90	28,37	0,80	1,05	56,74	1,59	2,28
	SO ₄ ²⁻	1445,28	30,11	97,23	3604,80	75,10	98,34	3337,92	69,54	96,62
	HSO ₄ ⁻	56,26	0,58	1,87	45,59	0,47	0,61	76,63	0,79	1,10
Σ		30,97	100,00		76,37	100,00		71,92	100,00	
ΔΣ		1,25			4,13			3,53		
SiO ₂	327,0			108,00			107,00			
Сухой остаток	2536,00			5788,00			5376,00			
pH	3,03			3,33			3,03			

Температура воды в озере в 1957 г. составляла 34°, в 1959 г.— 21°, в 1964 г.— 18°. Осадки озера — темные, почти черные тонкие илы, состоящие из аморфного кремнезема в смеси с каолинитом, сульфидами железа и серой. По небольшой протоке вода озера может стекать в нижний кратер.

Холодное озеро (150 × 30 м) занимает северную часть нижнего кратера и не имеет стока. Дно его сравнительно плоское, глубина не превышает 7 м. Вода прозрачная, несколько опалесцирующая. Газовых выделений со дна нет. Температура воды соответствует температуре воздуха. Дно и берега сложены несортированными обломками пород, изменяющихся под действием озерных вод.

Химический состав вод кратерных озер (табл. 6) для Теплого озера определяется растворением поступающих вулканических газов и реакциями формирующегося кислого раствора с осыпавшимися со стенок кратера обломками пород в восстановительных условиях дна озера, для Холодного — дальнейшей трансформацией воды, поступающей из Теплого озера, ее разбавлением атмосферными водами и реакциями с породами дна и берегов в условиях окислительного режима.

на восточном склоне вулкана Эбеко за 1957 г.
М. А. Канакина)

Бурлящий котел (t—63°C). Проба 9			Источник, отлагающий коллоидную серу (t—46°C). Проба 10			Источник, отлагаю- щий коллоидную серу. Проба 11			Среднее течение ручья Лагерного. Проба 12		
мг/л	мг-экс/л	%	мг/л	мг-экс/л	мг-экс %	мг/л	мг-экс/л	мг-экс %	мг/л	мг-экс/л	мг-экс %
4,96	4,96	9,91	4,96	4,96	10,79	5,71	5,71	15,34	4,78	4,78	15,10
114,14	12,69	25,37	77,64	8,62	18,85	111,20	12,08	32,26	53,00	5,89	18,61
Нет	—	—	Нет	—	—	Нет	—	—	Нет	—	—
0,49	0,03	0,06	9,71	0,52	1,14	9,52	0,51	1,37	43,69	2,34	7,39
Нет	—	—	5,47	0,15	0,33	24,09	0,66	1,77	24,82	0,68	2,15
71,79	2,57	5,14	22,00	0,80	1,75	15,94	0,57	1,53	Нет	—	—
412,70	20,59	41,16	142,50	6,97	15,26	141,20	7,04	18,91	178,60	8,91	28,15
54,06	4,45	8,90	135,90	11,17	24,43	80,82	6,64	17,84	55,70	4,58	14,47
14,11	0,36	0,72	25,50	0,57	1,26	2,95	0,07	0,19	Нет	—	—
94,42	4,10	8,20	267,50	11,63	25,42	90,49	3,93	10,55	90,49	3,93	12,42
1,89	0,27	0,54	2,05	0,35	0,77	0,62	0,09	0,24	3,79	0,54	1,71
	50,02	100,00		45,74	100,00		37,30	100,00		31,65	100,00
57,39	1,61	3,08	633,34	17,84	43,27	595,70	16,80	42,75	206,80	5,83	20,42
2296,32	47,84	90,42	1058,30	22,05	52,55	1025,76	21,37	52,23	1087,20	22,65	73,21
330,77	3,41	6,50	173,24	1,79	4,18	195,94	2,02	5,02	188,18	1,94	6,37
	52,86	100,00		41,69	100,00		40,19	100,00		30,42	100,00
	2,84			4,06			2,89			1,23	
219,00			237,00			332,00			225,00		
4008,00			2810,00			2472,00			2112,00		
2,38			2,37			2,31			2,38		

Особенности воздействия окружающей обстановки отлично выявляются при рассмотрении химического состава воды озер. Растворение фумарольных газов в водах Теплого озера привело к обильному насыщению их хлором, анионами сернистых газов, водородом и бором; взаимодействие образовавшихся кислых растворов с окружающими породами выразилось в переходе в раствор катионов щелочей, железа и алюминия. О разбавлении этих вод в Холодном озере свидетельствует их втрое меньшая минерализация по сравнению с Теплым озером, из которого поступают кислые воды. Восстановительные условия Теплого озера и окислительные Холодного фиксируются в формах железа придонной воды — преимущественно закисного в первом случае и целиком окисного во втором. Об этом же свидетельствуют и обратные соотношения растворенных Al и Fe — приблизительно 4:1 в Теплом озере, где значительная часть железа связывается в восстановительной среде ила в сульфиды, и 1:2 в Холодном озере, где железо полностью окислено и перешло в раствор. Кроме того, значительному окислению в Холодном озере подвергаются и сернистые газы, в результате чего отношение хлора к сумме сернистых

Состав вод кислых источников долины р. Горшкова, вулкан Эбеко
(аналитик М. А. Канакина)

Компонент		Теплый источник у окончания мо- лодых лавовых потоков ($t=19,8^{\circ}\text{C}$). 1960 г. Проба 4012			Холодный источник в левом борту долины р. Горшкова, 1957 г. Проба 84		
		мг/л	мг-экв/л	мг-экв %	мг/л	мг-экв/л	мг-экв %
КАТИОНЫ	H ⁺	6,00	6,00	22,48	0,11	0,11	0,96
	Al ³⁺	79,53	8,83	33,20	15,75	1,75	15,30
	AlOH ²⁺	Нет	—	—	1,76	0,08	0,70
	Ti ⁴⁺	»	—	—	Нет	—	—
	Fe ³⁺	»	—	—	3,64	0,19	1,66
	Fe ²⁺	37,53	1,34	5,02	1,11	0,04	0,35
	Ca ²⁺	108,08	5,10	19,11	75,00	3,75	32,78
	Mg ²⁺	30,33	2,49	9,32	27,30	2,24	19,59
	Mn ²⁺	14,33	0,52	1,95	Не опр.	—	—
	K ⁺	15,25	0,39	1,46	11,00	0,28	2,44
	Na ⁺	45,75	1,99	7,46	67,27	2,92	25,52
Li ⁺	Не опр.	—	—	0,60	0,08	0,70	
Σ			26,66	100,00		11,44	100,00
АНИОНЫ	Cl ⁻	322,61	9,09	35,71	115,78	3,26	29,24
	SO ₄ ²⁻	705,12	14,69	57,76	375,36	7,86	70,58
	HSO ₄ ⁻	161,02	1,66	6,53	1,94	0,02	0,18
Σ			25,44	100,00		11,14	100,00
ΔΣ			1,22			0,30	
SiO ₂		92,00			66,50		
Сухой остаток		1566,00			684,00		
pH		2,28			3,94		

газов меняется от 2:1 в Теплом озере до 1:1 в Холодном. Таким образом, даже простое изменение окислительно-восстановительной обстановки существенно влияет на состав формирующихся вод.

Термальные источники Эбеко приурочены к трем очагам разгрузки подземных горячих вод. Один из них располагается в верхней части восточного склона вулкана, два других — на западном склоне у основания лавового потока в верховьях р. Горшкова и в верхнем течении р. Юрьева.

Источники восточного склона вулкана находятся в непосредственной близости к фумарольным полям и характеризуются весьма малым дебитом (до сотых долей л/сек) и кислой водой (pH от 2,3 до 3) с температурой 18—75°. Непосредственно у выходов источников из воды часто откладываются осадки, состоящие из гидроокислов железа и коллоидной серы. Воды источников сбрасываются в снежный ручей Лагерный, а затем в речки Кузьминку, Матросскую и далее в Тихий океан.

Для вод большинства источников этой группы характерен преимущественно сульфатный состав анионной части (табл. 7). Исключение состав-

ляют лишь источники, расположенные вблизи фумарольного поля Белый ключ (табл. 7, пробы 10 и 11). Катионный состав, формирующийся за счет разложения вмещающих пород и перехода в раствор щелочей, щелочных земель, железа и алюминия, довольно пестрый. Особенно резко колеблется содержание алюминия и железа. По-видимому, здесь, как и в случае кратерных озер, заметно сказывается влияние окислительно-восстановительного потенциала среды; в восстановительных условиях часть железа формирует сульфиды и в раствор не переходит; в резко окислительных условиях (и особенно при избытке сульфат-иона) алюминий может формировать алунит и также остаться в породе. Окисление вод в поверхностных условиях (при выходе на поверхность) приводит к интенсивному выпадению окисного железа и коллоидной серы.

В верховьях р. Горшкова кислые воды выходят на поверхность у самого основания свежих лавовых потоков. Это серия источников с общим дебитом 30—40 л/сек, pH около 4 и $t = 19—20^{\circ}$. По химическому составу (табл. 8) воды верховьев р. Горшкова весьма близки к водам восточного склона. Вероятнее всего, они формируются в привершинной части западного склона и объединяются под потоком молодых андезитов, разбавляясь при этом водой тающих снежников.

Самый крупный очаг разгрузки высокотемпературных сильно минерализованных вод располагается в верхнем течении р. Юрьева. Это несколько групп источников, выходящих на поверхность вдоль русла реки (табл. 9). Первая с востока группа источников расположена в нижней части узких оврагов в левом борту долины р. Юрьева. Вода с температурой 92° и общим дебитом 10—12 л/сек вытекает из многочисленных трещин в добеда измененных плотных породах. У мест выхода, подчеркивая трещины, отлагается ярко-желтая коллоидная сера. Вторая (к западу) группа расположена также на левом берегу, недалеко от первой. Воды выходят из делювиальной осыпи в 2 м выше русла реки. Температура воды 44° , расход — 30—35 л/сек. Источники третьей группы выходят на поверхность у конца узкого потока лавы, круто спускающегося в долину р. Юрьева к самой реке. Температура воды источников 90° , дебит — 10—20 л/сек, откладывается тонкий белый осадок коллоидной серы. Четвертая группа малобитных источников с температурой 57° располагается у уреза воды р. Юрьева на правом ее берегу.

Воды всех описанных групп источников — ультракислые, с pH от 1,12 до 1,80. Состав их весьма однообразен; среди анионов преобладают сульфат-ионы (их обычно почти в два раза больше, чем хлора), а соотношения катионов полностью отвечают соотношениям соответствующих металлов в неизмененных андезитах. Весьма существен вынос алюминия, составляющий 0,6—1,2 г/л. На флангах фронта ультракислых горячих вод в долине р. Юрьева обнаружены холодные сульфатные кислые источники, из вод которых интенсивно осаждаются железо (табл. 10). Верхний (по течению р. Юрьева) источник восходящий, выходит на поверхность в 5 м от уреза воды, pH воды — 2,7 и расход около 3 л/сек. По течению воды откладывается плотная темно-коричневая губчатая корка, сложенная тесно переплетающимися шестоватыми агрегатами гидроокислов железа. Нижний источник расположен в небольшом овраге в 100 м от русла реки, pH воды — 3,42 и дебит около 2 л/сек. Из воды выделяется углекислота, в большом количестве отлагается ярко-бурый осадок гидроокислов железа (табл. 11).

Сравнение термальных источников между собой отчетливо показывает, что здесь имеются минимум два типа подземных вод — верхние поверхностные воды (источники восточного склона и верховьев р. Горшкова и сульфатные железистые источники долины р. Юрьева) и глубинные пластовые воды, циркулирующие в теле вулкана (ультракислые источники долины р. Юрьева). Характером вод определяется и их анионный состав,

Химический состав вод ультракислых источников
(аналитик)

Компонент	Источник на северном склоне долины в верхнем течении р. Юрьева. 1957 г. Проба 38			Источник на северном склоне долины в верхнем течении р. Юрьева. 1959 г. Проба 360			Основная группа источников в верхнем течении р. Юрьева. 1957 г. Проба 37		
	мг/л	мг-экв/л	мг-экв %	мг/л	мг-экв/л	мг-экв %	мг/л	мг-экв/л	мг-экв %
H ⁺	90,21	90,21	30,87	149,53	149,53	44,69	35,90	35,90	23,98
Al ³⁺	1023,21	113,69	38,87	996,41	110,71	33,13	583,26	64,81	43,26
Ti ³⁺	Нет	—	—	Нет	—	—	Нет	—	—
Fe ³⁺	12,03	0,64	0,22	»	—	—	101,00	5,41	3,62
FeOH ²⁺	Нет	—	—	»	—	—	7,30	0,20	0,13
Fe ²⁺	595,25	21,29	7,29	598,60	21,38	6,39	180,92	6,46	4,32
Ca ²⁺	478,50	23,92	8,20	251,00	12,55	3,78	229,25	11,46	7,65
Mg ²⁺	230,50	18,95	6,49	204,00	16,78	5,02	167,50	13,77	9,18
K ⁺	190,00	4,87	1,68	260,00	6,66	1,99	124,75	3,19	2,33
Na ⁺	395,00	17,17	5,89	385,00	16,73	5,00	182,50	7,93	5,30
Li ⁺	10,00	1,43	0,49	Не опр.	—	—	2,50	0,35	0,23
Σ		292,17	100,00		334,34	100,00		149,48	100,00
Cl ⁻	4346,32	122,43	37,48	4379,98	123,49	37,97	1839,66	51,80	33,98
SO ₄ ²⁻	7248,00	151,00	46,22	6561,60	136,70	42,00	3903,36	81,32	53,32
HSO ₄ ⁻	5159,43	53,49	16,30	6333,43	65,29	20,03	1877,92	19,36	12,70
Σ		326,62	100,00		325,48	100,00		152,48	100,00
ΔΣ		34,45			8,86			3,00	
SiO ₂	256,00			326,00			169,00		
Сухой остаток	18296,00			18192,00			9448,00		
pH	1,32			1,5			1,65		
Кислотность	90,63			149,53			35,90		

формирующийся в результате растворения вулканических газов в этих водах. Высокотемпературные вулканические газы, в первую очередь сернистые и галоидные, растворяются главным образом в глубокоциркулирующих подземных водах, определяя их хлоридно-сульфатный состав. В приповерхностные же грунтовые воды попадают в основном мало растворимые газы, уже «отфильтровавшиеся» на глубине, т. е. прежде всего CO₂ и H₂S, что предопределяет преимущественно сульфатный характер вод. В. В. Иванов (1957), впервые указавший этот механизм, выделяет соответственно термы «глубинного» и «поверхностного» формирования.

Очевидно также, что катионный состав «глубинных» терм почти целиком обусловлен компонентами изверженных пород, нацело переходящими в ультракислый раствор; в приповерхностных же условиях большое значение принимают окислительно-восстановительные реакции, в ряде случаев приводящие к образованию сульфидов железа и сульфатов алюминия.

долины р. Юрьева, вулкан Эбеко
М. А. Канакина)

Основная группа источников в верховьях р. Юрьева. 1959 г. Проба 3059			Источник у окончания молодого лавового потока в среднем течении р. Юрьева. 1957 г. Проба 42			Источник у окончания молодого лавового потока в среднем течении р. Юрьева. 1959 г. Проба 3057			Источник на правом берегу р. Юрьева в 200 м выше молодого лавового потока. 1957 г. Проба 43		
мг/л	мг-экв/л	мг-экв %	мг/л	мг-экв/л	мг-экв %	мг/л	мг-экв/л	мг-экв %	мг/л	мг-экв/л	мг-экв %
61,83	61,83	35,43	141,37	141,37	38,50	123,66	123,66	39,30	29,26	29,26	15,20
680,50	75,61	43,32	1200,42	133,38	36,33	1079,36	119,93	38,13	855,47	95,05	49,30
Нет	—	—	Нет	—	—	Нет	—	—	Нет	—	—
171,95	9,21	5,28	13,60	0,73	0,20	33,34	1,78	0,57	2,43	0,13	0,07
7,30	0,20	0,11	Нет	—	—	Нет	—	—	Нет	—	—
104,98	3,75	2,14	660,02	23,57	6,412	558,40	19,94	6,34	383,06	13,68	7,13
122,50	6,12	3,52	543,00	27,15	7,39	253,00	12,65	4,02	318,05	15,90	8,29
95,00	7,81	4,48	241,30	19,85	5,41	187,80	15,44	4,92	132,12	10,86	5,66
128,75	3,30	1,90	220,00	5,65	1,564	295,00	7,56	2,44	126,00	3,23	1,68
152,50	6,63	3,82	328,00	14,26	3,87	310,00	13,47	4,28	538,16	23,39	12,38
Не опр.	—	—	8,50	1,21	0,33	Не опр.	—	—	4,00	0,57	0,30
	174,46	100,00		367,17	100,00		314,43	100,00		192,07	100,01
1890,24	53,02	31,65	4673,88	131,65	38,80	4329,50	122,09	37,53	2242,85	63,18	30,92
4224,96	88,02	52,63	6549,12	136,44	40,05	6625,92	138,04	42,45	5965,44	124,28	60,64
2552,07	26,31	15,72	6943,26	71,58	21,15	632,92	65,25	20,02	1674,22	17,26	8,44
	167,35	100,00		339,67	100,00		325,28	100,00		204,72	100,00
186,00	7,11		274,00	27,50		314,00	10,95		203,00	11,60	
10196,00			20784,00			17160,0			12040,00		
1,46			1,12			1,19			1,80		
61,83			141,37			123,66			29,26		

ГИДРОТЕРМАЛЬНОЕ ИЗМЕНЕНИЕ ПОРОД

Циркуляция кислых термальных вод в теле вулкана обуславливает активное взаимодействие этих вод с вмещающими породами. Особенно ярко и многосторонне процесс гидротермального метаморфизма изверженных пород можно наблюдать в прикратерной части вулкана на многочисленных сольфатарных полях. Большое внимание изучению этого процесса уделила С. И. Набоко (1959, 1963), отметившая большое количество интересных деталей перестройки минералогического состава пород.

По данным С. И. Набоко, молодой конус вулкана Эбеко слагают двупироксеновые андезиты. Это темно-серые и розоватые лавы с порфировой структурой и их туфы. Под микроскопом обнаруживается микролитовая и гиалиновая структура основной массы. Во вкрапленниках встречаются плагиоклаз (лабрадор), авгит и гиперстен, очень редко оливин. Основная масса состоит из стекла, окрашенного в бурый и серый цвета, с микролитами плагиоклаза и зернышками пироксена.

В слабо измененных андезитах на термальных участках первым изменяется гиперстен, по периферии и трещинам зерен которого развивается волокнистый бурый минерал. В образцах более измененного андезита пла-

**Химический состав вод холодных железистых источников долины
р. Юрьева, вулкан Эбеко
(аналитик М. А. Канакина)**

Компонент		Источник в верхнем течении р. Юрьева. Проба 36			Газирующий источник в среднем течении р. Юрьева. Проба 45		
		мг/л	мг-экв/л	мг-экв %	мг/л	мг-экв/л	мг-экв %
Катионы	H ⁺	2,22	2,22	15,98	0,41	0,41	9,26
	Al ³⁺	31,66	3,52	25,30	15,12	1,68	37,72
	Ti ⁴⁺	Нет	—	—	Нет	—	—
	Fe ³⁺	11,20	0,60	4,30	0,12	0,01	0,13
	FeOH ²⁺	14,16	0,40	2,87	9,56	0,26	5,89
	Fe ²⁺	Нет	—	—	Нет	—	—
	Ca ²⁺	45,50	2,37	17,05	18,30	0,92	20,66
	Mg ²⁺	27,50	2,26	16,24	11,67	0,96	21,62
	K ⁺	17,50	0,45	3,24	8,30	0,21	4,72
	Na ⁺	40,00	1,74	12,50	Нет	—	—
	Li	2,60	0,35	2,52	»	—	—
Σ			13,91	100,00		4,45	100,00
Анионы	Cl ⁻	111,18	3,15	25,10	0,47	0,01	0,29
	SO ₄ ²⁻	446,40	9,30	74,02	163,68	3,41	98,84
	HSO ₄ ⁻	10,67	0,11	0,88	3,20	0,03	0,87
Σ			12,56	100,00		3,45	100,00
ΔΣ			1,35			1,00	
SiO ₂		39,00			46,00		
Сухой остаток		732,00			268,00		
pH		2,70			3,42		

гиоклаз зонально и по трещинкам замещается бурым изотропным опалом, по авгиту (в трещинках) развивается волокнистый бурый минерал. Около пустот происходит обесцвечивание стекла и превращение его в опал.

Конечным результатом изменения являются полностью обеленные, замещенные опалом породы с реликтовой структурой лавы или туфа. Под микроскопом в проходящем свете прекрасно определяются вкрапленники плагиоклаза, авгита, микролиты плагиоклаза. Бывший плагиоклаз прозрачен и бесцветен, бывшие цветные минералы и стекло бурые и менее прозрачны. В скрещенных николях вся порода не поляризует, и только некоторые участки, обогащенные тридимитом, слабо двупреломляют. Видимых под микроскопом полостей выщелачивания нет, однако вся порода имеет повышенную пористость (до 50%) и представляет собой кремневый скелет. В некоторых случаях видны жилки совершенно прозрачного опала; вероятно, это — заполнение трещинок гелем кремнезема. На некоторых термальных полях порода замещена опалом и алунином; иногда андезиты изменены до состояния глинистой массы, утратившей облик первоначальной породы.

Химический состав измененных пород приведен в табл. 12; основными минералами, замещающими породы на современных газогидротермальных

Химический состав железистых осадков вод
вулкана Эбеко

(аналитик М. А. Канакина)

Компонент	Осадок из воды железистого газизирующего источника	Осадок в русле р. Снежной ниже впадения в нее р. Кузьминки	Губчатый лимонит в среднем течении р. Горшкава
SiO ₂	1,66	11,70	6,20
TiO ₂	0,07	Нет	0,07
Al ₂ O ₃	Нет	7,70	3,04
Fe ₂ O ₃	64,30	47,48	67,99
FeO	0,28	0,43	0,14
CaO	0,54	0,77	0,70
MgO	0,21	0,21	0,21
MnO	Нет	Нет	Нет
Na ₂ O	0,06	0,05	0,05
K ₂ O	0,07	0,06	0,06
P ₂ O ₅	0,50	0,69	0,62
S	0,39	0,30	0,19
SO ₃	8,58	4,49	2,43
H ₂ O ⁺	9,94	9,79	10,97
H ₂ O ⁻	13,06	16,16	6,82
Cl	0,14	0,53	0,05
CO ₂	0,04	0,26	0,10
C	0,38	0,29	0,08
Σ ₁	100,22	100,48	99,72
O = S	0,20	0,15	0,10
O = Cl ₂	0,03	0,13	0,01
Σ ₂	99,99	100,20	99,61

полях Эбеко, являются опал, кристобалит, тридимит, алузит, сера и пирит. В осадках из термальных ручьев обнаружены сульфурит, ярозит, лимонит, алузит; в кипящих котлах с кислой сульфатно-хлоридной водой — галлуазит. В выплатах на термальных полях образуются сульфаты алюминия и железа — галотрихит, алуноген и другие, а также гипс. В малоизмененных лавах со слабоизмененных полей в пустотах развивается хлорит и по породе — гидрослюда и пирит (Набоко, 1963).

В кратерных озерах в ходе гидротермального процесса происходит формирование черных опалово-каолинитовых илов с большим количеством серы (часто в виде отдельных прослоев), черных сульфидов железа и различных сульфатов.

Отложения серы на дне кратерных озер связаны главным образом с неполным окислением сероводорода. В восстановительных условиях придонной воды, кроме того, образуются сульфиды железа в виде очень тонкого сажеподобного осадка, по составу близкого к гидротроилиту или марказиту. Главная масса сульфидов сосредоточивается в черных каолинитовых илах, обуславливая их окраску, и в небольших количествах примешивается к самородной сере. Характерными компонентами озерно-кра-

Состав гидросольфатарно-измененных пород прикратерной
части вулкана Эбеко
(по данным С. И. Набоко, 1963)

Компонент	Измененный андезит				Жилка алунита	
	до опалита с сульфи- дами же- леза	до апалово-алунитовой породы			в опалово- алунито- вой поро- де	в апалово- сульфидной породе
SiO ₂	65,66	51,52	50,00	33,62	13,40	5,10
TiO ₂	1,36	0,62	0,50	Не опр.	0,29	Не опр.
Al ₂ O ₃	2,05	15,10	13,65	21,60	21,01	34,50
Fe ₂ O ₃	—	2,45	—	—	2,00	—
FeO	—	—	2,75	0,60	—	0,45
MnO	—	—	—	—	—	—
MgO	0,24	0,34	0,37	0,40	0,20	0,50
CaO	0,86	0,94	0,45	0,45	0,82	0,50
Na ₂ O	0,13	1,52	1,06	2,02	3,65	2,02
K ₂ O	0,23	2,85	2,40	4,09	4,46	7,72
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—
H ₂ O	13,46	4,04	3,59	11,60	19,72	12,08
SO ₃	6,26	20,62	25,23	25,23	34,45	37,13
S	0,14	—	—	—	—	—
FeS ₂	9,61	—	—	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—	—	—
Σ	100,00	100,00	100,00	99,61	100,00	100,00

терных отложений являются также опал, каолинит, алунит, гипс, барит и другие сульфаты. Они наблюдаются либо в виде тончайших зерен, примешивающихся к сере и сульфидам железа, либо как цемент, соединяющий мелкие обломки пород. Гипс в донных илах иногда образует прекрасные веерообразные кристаллы. Мелкие кристаллы алунита обычно тесно смешаны с серой, опаловая же пыль нередко собирается в тонкие слойки, подчеркивающие слоистость. В слоистых отложениях серы, кроме упомянутых минералов, спектрально обнаружены марганец, титан, медь, никель, кобальт, ванадий, барий, стронций, циркон, реже хром и олово (Власов, 1960).

Как можно видеть из приведенного описания, области гидросольфатарного изменения поверхностной прикратерной части вулкана и донные осадки кратерных озер характеризуются сравнительным многообразием и пестротой новообразованных минералов. Иначе обстоит дело в областях собственно гидротермального изменения, где гидротермоморфизм пород происходит в результате циркуляции ультракислых растворов «глубинного» формирования в водопроницаемых толщах тела вулкана. Образующиеся в этом процессе измененные породы, количественно намного превышающие объем пород поверхностного гидросольфатарного изменения, весьма однообразны и характеризуются главным образом опаловым и опалово-алунитовым составом. Иными словами, эти породы представляют собой лишь опаловый или опалово-алунитовый скелет, оставшийся после полного или почти полного выноса из породы многих породообразующих элементов — щелочей, щелочных земель, железа и алюминия.

Об интенсивности выноса этих компонентов можно судить по характе-

ру изменения единого пласта лавы, подвергнувшегося гидротермальной обработке ультракислыми растворами в долине р. Юрьева. Андезиты, содержащие SiO_2 (52,50%), TiO_2 (1,15%), Al_2O_3 (21,22%), $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ (7,94%), CaO (7,20%), MgO (3,40%), Na_2O (2,70%), K_2O (1,90%), превратились в результате воздействия ультракислых растворов в опалиты, содержащие SiO_2 (96,60%), TiO_2 (1,11%), Al_2O_3 (1,43%), $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ (0,23%), CaO (0,40%), MgO (0,05%), Na_2O (0,03%), K_2O (0,05%) (Зеленов, 1960). Еще нагляднее степень обработки пород ультракислыми термальными водами можно видеть на графике, отражающем соотношения катионного состава термальных вод долины р. Юрьева и соответствующих компонентов в неизмененных породах вулкана Эбеко (рис. 2). Эти соотношения даны здесь в сравнимой форме; из суммы катионов вод исключен водород, а остальные катионы пересчитаны на 100 мг-экв/%; содержание этих же элементов в породах пересчитано в мг-эквивалентную форму и приведено к 100%.

Сравнение соотношений катионного состава вод разных групп источников долины р. Юрьева показывает их полную идентичность. Это свидетельствует о том, что долина р. Юрьева вскрывает единый горизонт пластово-трещинных вод. На графике отчетливо видно также, что соотношения содержаний катионов в этих водах точно отвечают соотношениям содержаний соответствующих элементов в неизмененных породах. Это показывает полный вынос катионов из вмещающих пород, которые в результате превращаются в монокремнистые образования. Привнос же катионов в составе вулканических эманаций отсутствует.

Область современного гидротермального изменения пород на значительной площади перекрыта лавовыми потоками недавних излияний Эбеко и практически мало доступна для наблюдения. Однако в породах основания вулкана эрозией вскрыта обширная зона измененных пород более раннего этапа гидротермальной деятельности (рис. 3), изучение которой позволяет реально оценить результат и масштабы этого процесса.

Как отмечалось в самом начале статьи, вулкан Эбеко имеет сложное строение типа Сомма — Везувий. Внешняя сомма вулкана сложена доледниковыми лавами, переслаивающимися с туфовыми горизонтами; их разрез обнажается в верховьях р. Юрьева. Нижняя часть этого разреза представлена преимущественно пирокластическими образованиями, прорванными некками андезитовых лав, отмечающимися в долине р. Юрьева. Эти некки являются, по-видимому, жерловой фацией андезитов, слагающих верхнюю часть разреза доледниковых отложений. В нижнем течении р. Юрьева, возможно, распространены отложения итурупской серии среднемиоценового возраста (Сергеев, 1962). Доледниковые отложения на участках, примыкающих к вулкану Эбеко, подверглись интенсивному гидротермальному изменению. Основные выходы гидротермально измененных пород располагаются на северо-западном склоне вулкана. Они обнажаются здесь на обоих склонах долины р. Юрьева от ее верховьев до среднего течения и слагают водораздел между реками Юрьева и Горшкова, где перекрываются молодыми лавовыми потоками вулкана Эбеко, и верховья р. Горшкова. В верхней части разреза, обнажающегося в верховьях р. Юрьева, отмечается чередование интенсивно измененных горизонтов, сложенных пирокластическими продуктами с горизонтами слабо измененных андезитовых лав. Лавы того же состава перекрывают измененные породы на горе Зеленой, горе Смирнова (абс. отм. 806,9 м) и в верхней части правого склона долины р. Юрьева. Жерловой фацией этих лав, по-видимому, являются некки, вскрытые р. Юрьева. Эти некки представляют собой округлые в плане тела экструзивного облика диаметром 80—120 м, сложенные двупироксеновыми андезитами. Эти тела обладают крупной концентрической трещиноватостью. Они изменены только вдоль трещин, внутренние части блоков процессами изменения практически не

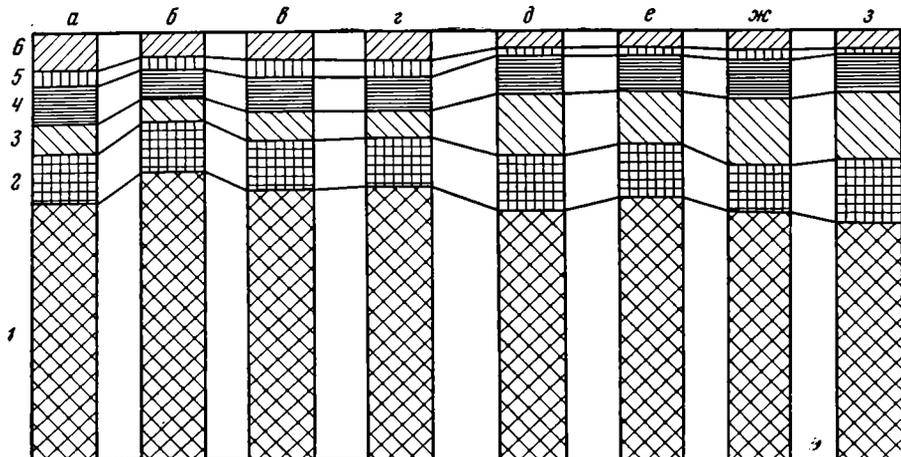


Рис. 2. Соотношение содержаний основных породообразующих элементов в термальных водах источников и неизмененных породах вулкана Эбеко

1 — алюминий, 2 — железо, 3 — кальций, 4 — магний, 5 — калий, 6 — натрий; а — источник на северном склоне долины р. Юрьева; б — основная группа источников в верхнем течении р. Юрьева; в — источник у окончания молодого лавового потока; г — среднее содержание по водам источников а, б, в; д — среднее содержание по породам е, ж, з; е — андезит с водораздела рек Юрьева и Горшко-ва; ж — андезит из долины р. Юрьева; з — андезито-базальт из лав центрального конуса

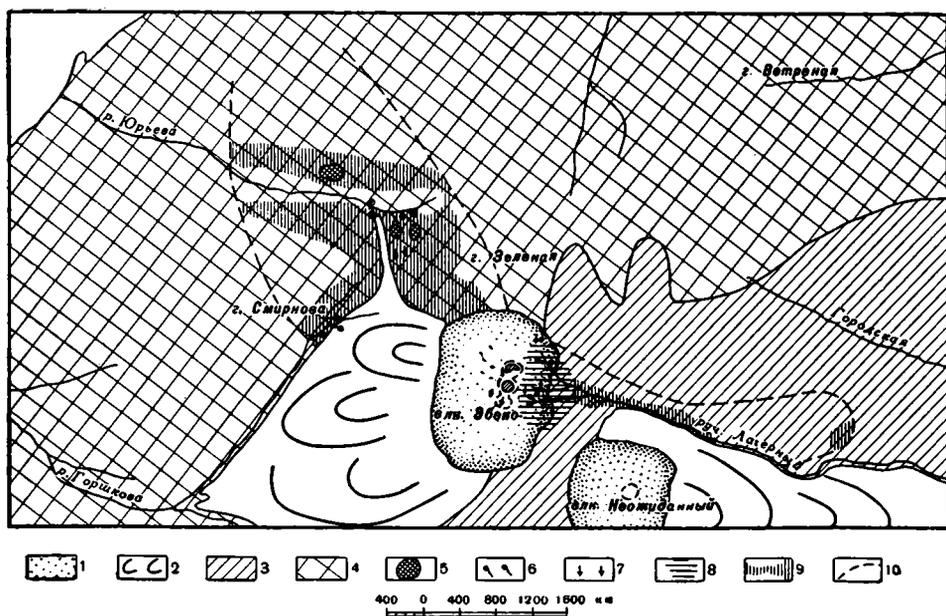


Рис. 3. Схема гидрогтермальной деятельности вулкана Эбеко

1 — современные вулканические аппараты, 2 — молодые лавовые потоки, 3 — вулканические образования межледникового времени, 4 — вулканические образования доледникового времени, 5 — экзтрузии андезитов, 6 — термальные источники, 7 — сольфатары, 8 — участок современного сольфатарного изменения пород, 9 — выходы древних измененных пород, 10 — предполагаемая граница древней зоны изменения

затронуты. На восточном склоне породы того же типа изменения обнаруживаются в верховьях ручья Лагерного и протягиваются сплошной полосой вдоль его русла примерно на 1,5 км. Здесь прямо на гидротермально измененные породы ложатся пирокластические продукты и молодые андезитовые потоки вулканов Эбеко и Неожиданного. Измененные породы, вероятно, протягиваются и дальше на восток, где примерно в 3 км восточнее вершины вулкана Эбеко располагается их небольшой выход. Основание молодого конуса также сложено гидротермально измененными породами, о чем свидетельствует присутствие их обломков в составе пирокластического материала извержения вулкана в 1935 г. Нижняя граница гидротермально измененных пород в пределах изученной площади не видна.

Несмотря на то, что строение всего поля измененных пород точно установить не удастся, его пластовый характер не вызывает сомнений. Это особенно четко видно в верхнем течении р. Юрьева, оба берега которой сложены измененными породами. Общая площадь измененных пород, которые представлены в основном опалито-кварцитами и алунизированными опалито-кварцитами, составляет более 15 км² при видимой мощности 200—250 м. Обычно это плотные породы, крепкие, сравнительно слабо пористые, иногда сливные. Окраска светло-серая, часто с розоватым или буроватым оттенком. Часто сохраняется реликтовая, туфовая или андезитовая структура первичных пород. По минералогическому составу все эти породы чрезвычайно однообразны. Они сложены преимущественно опалом и сравнительно редко кварцем. Опал обычно загрязненный, буроватого цвета. Кварц неравномерно зернистый, от крипнокристаллического до зерен размером в сотые доли миллиметра. В виде постоянной примеси в породах присутствуют титановые минералы — рутил и лейкоксен. Рутил встречается в мелких кристаллах, иногда образует сагенитовые решетки. Лейкоксен отмечается в виде неправильных выделений белесоватого в отраженном свете агрегата. Примерно в 80% изученных образцов (более 150 шлифов) отмечается присутствие алуниита. Его содержание в породе очень неравномерное, в основном не превышает 10%, но иногда в отдельных образцах достигает почти 50%¹. Развивается алуниит по любым компонентам первичной породы, довольно часто выполняя пустоты и трещинки. Алуниит неравномернозернистый, от двупреломляющего крипнокристаллического агрегата до кристаллов размером 0,2 мм. Во вмещающей опалокварцевой массе алуниит распределяется неравномерно, образуя иногда небольшие мономинеральные скопления в виде пятен и прожилков.

Присутствие алуниита в породе, даже в виде очень небольшой примеси, четко устанавливается по термограммам (рис. 4). По своему химическому составу алуниит — калиево-натриевый. Отношение $K_2O : Na_2O$ колеблется от 0,6 до 5,74% (табл. 13).

¹ Наблюдается некоторая тенденция к возрастанию содержания алуниита в верхних частях разреза измененных пород и к периферии их поля.

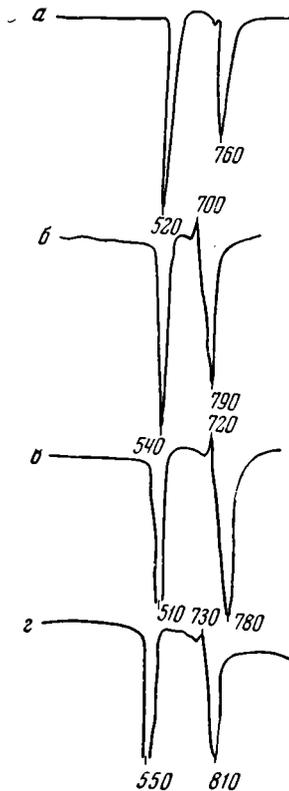


Рис. 4. Термограммы алунизированных пород

а — долина р. Юрьева, основание г. Зеленой; б — водораздел рек Юрьева и Горшкова; в — правый борт долины р. Юрьева в среднем течении; г — среднее течение ручья Лагерного, основание конуса вулкана Неожиданного

Содержание щелочей в алунизированных породах вулкана Эбско
(Аналитик Е. В. Шурыгина)

Образец, №	Место отбора образца	K ₂ O	Na ₂ O	K ₂ O : Na ₂ O
1280	Южный склон горы Смирнова (абс. отм. 806,9 м)	1,20	1,54	0,78
1324	Северо-западный склон горы Зеленой	1,91	1,70	1,19
1339	Основание левого склона долины р. Юрьева, у лавового потока . .	1,28	2,12	0,60
1347	Склон долины р. Юрьева восточнее лавового потока	1,87	1,81	1,03
1356	Водораздел рек Юрьева и Горшко-ва	3,00	1,39	2,16
1372	Левый склон долины р. Юрьева в ее среднем течении	3,90	0,68	5,74
1375	Правый склон долины р. Юрьева в ее среднем течении	2,60	2,23	1,17
1377	Там же	3,10	1,35	2,30
1421	Верховья ручья Лагерного	6,08	2,62	2,30
1441	Среднее течение ручья Лагерного у вулкана Неожиданного	2,60	1,59	1,64
19	Верховья ручья Лагерного	3,30	2,55	1,29
36	Там же	4,40	3,38	1,30

На периферии поля измененных пород в алунитовых опалитах отмечается присутствие двух разновидностей цеолитов. Один из них изотропный, аллотриаморфный, с показателем преломления $N = 1,48$. Это, по-видимому, анальцит. Показатели второго с низким двупреломлением замерить не удалось. Кристаллы дают двойники в виде сноповидных агрегатов, удлинены по $C(-)$, $C : Ng = 12$, $2V \approx 40$; возможно, это стильбит. В виде второстепенных минералов отмечается присутствие барита, ярозита и пирита, особенно в нижних частях разреза.

Вообще все поле измененных пород имеет большое сходство с полем, расположенным в центральной части острова Парамушир (Ткаченко, 1965). Основное отличие заключается в большем однообразии измененных пород и отсутствии монокремнистых пород с серным оруденением в средней части их разреза. Это объясняется, очевидно, несколько отличными условиями формирования измененных пород. Так же, как и в центральной части острова Парамушир, процессы гидротермального метаморфизма пород на вулкане Эбеко заключались в их обработке ультракислыми водами, аналогичными тем, которые наблюдаются в настоящее время в долине р. Юрьева. В процессе взаимодействия кислых растворов с породами из них выносилось большинство порообразующих компонентов за исключением кремнезема, основной части титана, а также некоторой части алюминия и щелочей, связывающихся в алунит (табл. 14). Экспериментальные работы, проведенные С. И. Набоко (1959), показали возможность формирования алуниита в условиях резко кислой среды. По-видимому, образование алуниита во многом определяется окислительно-восстановительным потенциалом среды, а также концентрацией алюминия и сульфат-иона в растворе. Разница в условиях образования гидротермально измененных пород в центральной части острова Парамушир и вулкана

**Химический состав гидротермально-измененных пород вулкана Эбеко
(аналитик М. А. Канакина)**

Компонент	Опалит. Основание вулкана. Неожиданного у ручья Лагерного	Опалит с примесью алунита и цеолита. Южный склон горы Смирнова (абс. отм. 806,9 м)	Алунитовый кварцит. Правый борт р. Юрьева	Алунитовый опалит с цеолитом, наиболее восточный выход измененных пород	Алунитовый кварцит. Правый борт долины р. Юрьева
SiO ₂	94,17	76,52	67,13	52,94	51,39
TiO ₂	1,17	0,88	0,55	0,43	0,55
Al ₂ O ₃	0,03	7,66	12,36	16,32	17,98
Fe ₂ O ₃	0,80	0,44	0,64	0,64	0,04
FeO	0,07	0,11	Нет	Нет	0,12
CaO	0,34	0,42	0,32	0,38	0,82
MgO	0,30	0,27	0,27	0,30	0,32
MnO	Нет	Нет	Нет	Следы	Следы
P ₂ O ₅	»	»	0,78	0,85	1,01
Na ₂ O	0,04	0,49	0,43	0,65	1,50
K ₂ O	0,10	0,46	1,70	2,95	1,60
SO ₃	0,89	0,65	1,11	0,68	1,00
S _{пол.}	Нет	0,18	0,21	0,18	0,31
S (на SO ₃)	»	4,40	8,80	13,97	15,85
H ₂ O ⁺	0,61	5,14	5,25	8,35	7,40
H ₂ O ⁻	1,87	2,03	Нет	0,91	Нет
CO ₂	0,20	0,60	0,16	Нет	0,54
C	0,04	0,08	0,03	0,17	0,34
Σ	103,63	100,36	99,74	99,72	100,77

Эбеко объясняется тем, что в первом случае эманации поступали по всей площади измененных пород, а на вулкане Эбеко, вероятно, в основном по одному подводящему каналу, расположенному где-то в районе современного конуса вулкана. Это, по-видимому, и послужило причиной формирования однообразной толщи измененных пород, осложненной только процессами алунификации, в каждом участке идущей по-своему.

Таким образом, в процессе гидротермального изменения пород сформировался крупный массив монокремнистых пород, объемом около 3 млрд. м³, значительная часть (80%) которых алунифицирована. В среднем содержание алунита по всей зоне измененных пород не превышает 10% от веса породы.

ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ВЫНОС РУДОБРАЗУЮЩИХ ЭЛЕМЕНТОВ

На примере древней зоны гидротермальной деятельности вулкана Эбеко отчетливо виден результат процесса перераспределения и выноса породообразующих компонентов кислыми термальными водами активных вулканов. Одновременно можно наблюдать и механизм этого процесса, поскольку аналогичная гидротермальная деятельность продолжается и в настоящее время.

Химические анализы опалито-кварцитов и алунифицированных опалито-кварцитов зоны гидротермального изменения (табл. 14) ясно показывают, что из подвергшихся гидротермальной обработке первоначальных

изверженных пород почти полностью вынесено железо, кальций и магний. Некоторая часть щелочей оказалась связанной в алуните. Ни один элемент не остается инертным, даже SiO_2 частично выносится, что подтверждается его присутствием в составе современных ультракислых вод.

Алюминий выносится либо полностью, и тогда формируется толща мноминеральных опалито-кварцитов (20% измененных пород зоны), либо частично, когда некоторое его количество связывается с избытком сульфат-иона в алунит. Можно приблизительно оценить долю связанного в алунит алюминия следующим образом. Среднее содержание алунита в алунитизированных кварцитах равно 10%, стало быть, содержание Al_2O_3 в такой породе в среднем не превышает 4%. Таким образом, в процессе изменения изверженных пород, первоначально содержащих около 17% Al_2O_3 , только 4% Al_2O_3 пошло на формирование алунита, а 13% оказалось вынесено кислыми растворами. Это значит, что вынос Al_2O_3 из 1 м³ изверженной породы с удельным весом 2,6 при ее последующем преобразовании в алунитизированный опало-кварцит составит около 340 кг. При этом грубом расчете мы вполне можем пренебречь изменением удельного веса разложенной породы по сравнению с первоначальной, имея в виду, что, во-первых, оно весьма невелико, а во-вторых, поправка на несколько уменьшившийся удельный вес разложенной породы только увеличит, а отнюдь не уменьшит цифру выноса. Приняв минимальную площадь зоны измененных пород вулкана Эбеко равной 8 км² и минимальную мощность этой зоны в 150 м, мы получим минимальный объем измененных пород, составляющий 1,2 млрд. м³. Таким образом, минимальный суммарный вынос Al_2O_3 из пород вулкана Эбеко даже без учета участков полного выноса с образованием монокварцитов составит более 400 млн. т.

Примерно так же можно рассчитать и вынос железа, практически не остающегося в разложенных породах. Для того же объема измененных пород при среднем содержании Fe_2O_3 7% в неизмененных породах вынос железа составит более 200 млн. т.

Судьбу титана можно представить себе, сравнив отношения $\text{SiO}_2 : \text{TiO}_2$ в исходных и разложенных породах. Даже посчитав SiO_2 абсолютно инертным на основании резкого повышения среднего отношения $\text{SiO}_2 : \text{TiO}_2$ от 65% в исходных изверженных породах до ~100% в опалитах и алунитизированных опалитах (см. табл. 1 и 14), можно уверенно говорить о потере в разложенных породах не менее 40% первоначально находившегося в них TiO_2 . О перемещении титана в толще опалитов свидетельствует часто наблюдавшееся в плифах заполнение мелких трещин и пор кремневого скелета породы новообразованными анатазом и лейкокеном.

Вынос алюминия, железа и других компонентов осуществляется термальными реками, которые образуются в результате слияния вод термальных источников.

Как уже упоминалось, источники восточного склона сбрасывают свои воды в ручей Лагерный, а затем в речки Кузьминку и Матросскую и Тихий океан; источники же западного склона образуют две термальные реки — Горшкова и Юрьева.

Река Юрьева представляет собой наиболее обильный термальный поток, истоком которого служат многодебитные термальные источники юго-западного склона Эбеко (см. табл. 9). Смешиваясь между собой, эти воды образуют один мощный водоток длиной около 3 км, не принимающий по пути почти никаких притоков и впадающий в Охотское море с дебитом 1,8 м³/сек, pH ≈ 1,72 и соответствующим содержанием до 440 мг алюминия и до 220 мг железа в 1 л воды. Кстати сказать, по содержанию хлора в устье р. Юрьева (1400 мг/л), сравнивая его с максимальным содержанием хлора в термальных источниках (4600 мг/л), можно опреде-

Химический состав воды р. Юрьева на разных участках ее течения
(аналитик М. А. Канакина)

Т а б л и ц а 15

Компонент		Ниже основной группы термальных источников. 1957 г. Проба 41			Ниже всех термальных источников						Устье р. Юрьева					
					1957 г. Проба 46			1959 г. Проба 3053			1957 г. Проба 30			1959 г. Проба 3061		
		мг/л	мг-экв/л	мг-экв %	мг/л	мг-экв/л	мг-экв %	мг/л	мг-экв/л	мг-экв %	мг/л	мг-экв/л	мг-экв %	мг/л	мг-экв/л	мг-экв %
Катионы	H ⁺	28,56	28,56	26,98	45,70	45,70	29,40	73,23	73,23	38,40	28,96	28,96	25,57	45,60	45,60	37,57
	Al ³⁺	409,52	45,50	42,97	588,28	65,36	41,53	715,98	79,55	41,70	435,36	48,37	42,54	445,38	49,48	40,75
	Ti ⁴⁺	Нет	—	—	Нет	—	—	Нет	—	—	Нет	—	—	Нет	—	—
	Fe ³⁺	171,20	9,17	8,66	199,21	10,67	6,78	186,14	9,97	5,24	205,56	11,01	9,70	221,61	11,87	9,76
	FeOH ²⁺	15,69	0,43	0,41	11,31	0,31	0,20	7,30	0,20	0,15	9,49	0,26	0,23	7,30	0,20	0,17
	Fe ²⁺	17,64	0,63	0,61	93,81	3,35	2,13	Нет	—	—	Нет	—	—	Нет	—	—
	Ca ²⁺	170,00	8,50	8,03	228,75	11,43	7,27	159,50	7,97	4,18	177,50	8,88	7,85	100,40	5,02	4,13
	Mg ²⁺	82,50	6,78	6,40	112,50	9,25	5,88	79,70	6,55	3,44	86,00	7,06	6,25	33,40	2,75	2,25
	K ⁺	41,50	1,06	1,00	122,50	3,14	2,00	185,00	4,76	2,50	77,50	1,98	1,75	92,50	2,35	1,93
	Na ⁺	120,00	5,22	4,94	185,00	8,04	5,11	195,50	8,37	4,39	151,25	6,57	5,80	96,25	4,18	3,44
Li ⁺	Нет	—	—	Нет	—	—	Нет	—	—	2,50	0,35	0,31	Нет	—	—	
Σ			105,85	100,00		157,25	100,00		190,60	100,00		113,44	100,00		121,45	100,00
Анионы	Cl ⁻	1234,50	36,18	34,20	1966,33	55,38	36,26	2392,36	67,47	35,36	1431,95	40,34	34,83	1444,82	40,74	34,20
	O ₄ ²⁻	2695,68	56,16	53,15	3472,32	72,34	47,48	4250,88	88,56	46,44	2937,60	61,20	52,85	2944,32	61,34	51,42
	HO ₄ ⁻	1292,04	13,32	12,65	2398,78	24,74	16,26	3362,99	34,67	18,20	1382,25	14,25	12,32	1662,58	17,14	14,38
Σ			105,66	100,00		152,46	100,00		190,70	100,00		115,79	100,00		119,22	100,00
ΔΣ			0,19			4,79			0,10			2,35			2,23	
SiO ₂		114,00			143,00			180,00			144,00			154,00		
Сухой остаток		6492,00			9464,00			11768,00			7052,00			7260,00		
рН		1,72			1,53			1,38			1,72			1,63		
Кислотность		28,56			45,70						28,96					

Химический состав воды р. Горшкова на разных участках ее течения
(аналитик М. А. Канакина)

Компонент		Низь всех источников. Проба 4013			Устье р. Горшкова. Проба 31		
		мг/л	мг-эке/л	мг-эке %	мг/л	мг-эке/л	мг-эке %
Катионы	H ⁺	3,60	3,60	15,88	0,05	0,05	0,92
	Al ³⁺	59,82	6,65	29,33	8,37	0,93	17,15
	AlOH ²⁺	Нет	—	—	1,76	0,08	1,48
	Ti ⁴⁺	»	—	—	Нет	—	—
	Fe ³⁺	22,02	1,18	5,22	0,19	0,01	0,18
	FeOH ²⁺	Нет	—	—	9,12	0,25	4,60
	Fe ²⁺	8,94	0,32	1,41	Нет	—	—
	Ca ²⁺	100,85	5,04	22,22	29,37	1,47	27,13
	Mg ²⁺	36,94	3,04	13,44	10,00	0,82	15,12
	Mn ²⁺	17,37	0,63	2,79	Не опр.	—	—
	K ⁺	15,25	0,39	1,73	6,00	0,15	2,76
	Na ⁺	41,75	1,81	7,98	35,00	1,52	28,08
	Li ⁺	Не опр.	—	—	1,00	0,14	2,58
Σ			22,66	100,00		5,42	100,00
Анионы	Cl ⁻	260,26	7,34	34,30	56,68	1,59	30,88
	SO ₄ ²⁻	626,40	13,05	61,39	170,75	3,58	69,12
	HSO ₄ ⁻	89,24	0,92	4,31	Нет	—	—
Σ			21,31	100,00		5,17	100,00
ΔΣ			1,35			0,25	
SiO ₂		85,70			33,5		
Сухой остаток		1388,00			360,00		
pH		2,50			4,31		

лить, что общий дебит термальных источников, образующих р. Юрьева, весьма значителен и может оцениваться количеством порядка 600 л/сек.

Сравнение химического состава вод р. Юрьева на разных участках ее течения (табл. 15) убедительно показывает, что единый состав воды, сформировавшийся в результате смешения вод всех источников, сохраняется без какого-либо изменения соотношений катионов вплоть до самого устья. Воды реки, на любом участке сохраняющие довольно низкий pH (до 1,73), отличаются исключительной прозрачностью; на всем протяжении русла не происходит никакого выпадения или накопления хемогенных осадков. Сотни тонн растворенных металлов, ежедневно переносимых рекой в растворе, не оставляют никаких следов на пути своей миграции. Реакция нейтрализации кислых вод р. Юрьева с формированием большого количества взвеси гидроокислов алюминия и железа осуществляется непосредственно в Охотском море, в многокилометровом шлейфе зоны реакции у устья термального потока (Зеленов, 1960, 1963).

Река Горшкова отличается от р. Юрьева большим количеством обильных пресных притоков, которые она принимает с юга. Поэтому в устье реки по сравнению с верховьями концентрация растворенных солей заметно падает, рН возрастает до 4,3, содержание растворенного трехвалентного железа резко убывает, а роль щелочей и щелочных земель в общем соотношении растворенных солей значительно повышается (табл. 16). Изменение соотношений солей происходит главным образом из-за существенного повышения рН, обеспечивающего переход окисного железа во взвесь еще в самом водотоке, до его впадения в море. Поэтому воды р. Горшкова отличаются некоторой мутностью, а в аллювии нижнего течения и особенно в приустьевом галечниковом баре наблюдается формирование конгломератов, цементирующихся свежевывавшим лимонитом. Все же р. Горшкова ежесуточно выносит в Охотское море около 1,7 т растворенного алюминия и около 1,5 т растворенного железа, которые выпадают во взвесь в ходе реакции нейтрализации кислых вод морскими. Небольшой голубой шлейф зоны этой реакции хорошо различим у устья р. Горшкова в штилевую погоду.

Третий водоток — ручей Лагерный, собирающий воды многочисленных источников областей поверхностного сольфатарно-гидротермального изменения пород восточного склона вулкана, весьма невелик по дебиту (15 л/сек) и не может идти ни в какое сравнение с водотоками, собирающими термальные воды глубинного формирования (например, источники верховьев р. Юрьева — 600 л/сек). Однако и в этом ручье, где смешиваются воды самых различных по своему характеру источников (см. табл. 7), формируются кислые сульфатно-хлоридные воды с рН = 2,4 и растворенным алюминием и железом соответственно 53 и 62 мг/л. Таким образом, и с самых верхних сольфатарных полей вулкана Эбеко по водной системе ручей Лагерный — речка Кузьминка — речка Матросская в Тихий океан ежесуточно выносятся около 70 кг алюминия и 80 кг железа. Часть железа в виде ярко-желтого геля гидроокиси ненадолго (до весеннего паводка) задерживается в мелких заливах и на камнях приустьевой части р. Матросской.

Наблюдения над современными термальными потоками вскрывают ряд особенностей транспортировки рудообразующих компонентов в бассейны стока. Поскольку высокая концентрация водородных ионов обычно устойчиво сохраняется на всем протяжении потока, вынос продуктов разложения вмещающих пород осуществляется преимущественно в растворе, причем в бассейне стока щелочи и щелочные земли идут на пополнение солевого состава вод, а железо и алюминий в результате нейтрализации термального потока коагулируют в виде коллоидов гидроокислов соответствующих металлов. При этом формируется весьма чистая, практически однородная взвесь с высокими сорбционными свойствами. Подавляющее количество растворенного алюминия и железа (до сотни тонн в сутки) переносится ультракислыми хлоридно-сульфатными термами глубинного формирования, характеризующимися низкими рН и высоким содержанием растворенных компонентов (в отношениях, примерно равных отношениям тех же компонентов в неизмененных породах). Какого-либо «высаяживания» солей или взвесей из проходящих ультракислых растворов практически не наблюдается, и единственным свидетелем процесса интенсивного выноса растворенных металлов является толща опалитов и алунитовых кварцитов в зоне гидротермальной деятельности вулкана.

На примере современной гидротермальной деятельности можно также ориентировочно рассчитать количество эманаций, растворяющихся в подземных водах. Так, р. Юрьева имеет расход в устье 1,8 м³/сек, а содержание ионов хлора и сульфата — соответственно 1432 мг/л и 1368,3 мг/л (гидросульфат-ион пересчитан на сульфат); р. Горшкова при расходе в устье около 2 м³/сек имеет содержание хлора 56,7 мг/л, а сульфата

170,7 мг/л. Расход ручья Лагерного ниже всех источников составляет 15 л/сек при содержании хлора 206,8 мг/л, а сульфата — 1273 мг/л. Отсюда ежесуточный вынос хлора и сульфата подземными водами составляет соответственно 243 и 240 т, что соответствует 240 т HCl и 245 т H₂SO₄. Эти цифры позволяют (сугубо приближенно!) оценить длительность поствулканических гидротермальных процессов. Для того чтобы превратить вулканокластическую породу в опалит, необходимо затратить некоторое количество кислоты, достаточное для перевода содержащихся в ней металлов в соединения (соли), подвижные в кислой среде. Содержание выносимых металлов в 1 м³ породы среднего андезитового состава при объемном весе 2,6 составляет 49,4 кг-экв. Если допустить, что металлы выносятся только в виде хлоридов, то на 1 м³ необходимо затратить 1800 кг HCl. Если же металлы выносятся в виде сульфатов, то необходимое количество серной кислоты составит 2300 кг на 1 м³. Полученные результаты могут несколько изменяться в зависимости от химического состава и объемного веса первичной породы. Ежесуточный расход кислот на вулкане Эбеко составляет 240 т HCl и 245 т H₂SO₄; этого количества достаточно для перевода в растворимые соединения металлов, содержащихся в 240 м³ изменяющихся пород, что составляет около 85 000 м³ в год. Общий объем древней зоны измененных пород на вулкане Эбеко составляет около 3 млрд. м³. Отсюда, при современной интенсивности процесса на вулкане Эбеко (а в древнечетвертичное время она была во всяком случае не ниже, о чем свидетельствует широкое распространение на острове измененных пород этого возраста), длительность формирования всей зоны измененных пород должна составить около 36 тыс. лет. Нельзя забывать, однако, что все вышеизложенное предусматривает полную нейтрализацию соляной и серной кислот термальных потоков. В действительности же подземные воды разгружаются с низкими значениями pH, так что общую длительность процесса вероятнее всего можно оценить в 50 тыс. лет.

* * *

Изучение современного поствулканического процесса наглядно показывает, что под влиянием вулканических эманаций и формирующихся при их растворении агрессивных кислых вод в породах тела вулкана происходит интенсивное перераспределение элементов, перестройка минералогического состава масс изверженных пород и вынос в бассейны стока значительного количества растворенных рудообразующих компонентов, главным образом алюминия и железа, с последующей их коагуляцией в виде взвеси гидроокислов.

Динамика гидротермальной деятельности, обилие выносимого материала в кратчайший отрезок геологического времени, четкая дифференциация рудообразующих компонентов по их физико-химическим свойствам и минералогическая чистота выделяющейся в бассейнах стока взвеси позволяют предполагать существенную роль этого процесса как поставщика рудного вещества. Особенно важно знание этого процесса для понимания хемогенного осадконакопления железных руд и бокситов, характерного в геосинклинальных областях с широко развитым синхронным и предшествующим вулканизмом.

ЛИТЕРАТУРА

- Власов Г. М. Особенности кратеро-озерных отложений.— Бюлл. МОИП, 1960, 35, вып. 6.
- Горшков Г. С., Богоявленская Г. Е. К петрографии современных вулканических пород Курильской островной дуги (Северные Курильские острова).— Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1962, вып. 21.
- Зеленов К. К. Вынос растворенного алюминия термальными водами Курильской гряды и некоторые вопросы образования геосинклинальных месторождений бокситов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 3.

- Зеленов К. К. Геохимия алюминия и титана в областях вулканической деятельности островных дуг.— Сов. геология, 1963, № 3.
- Иванов В. В. Современная гидротермальная деятельность вулкана Эбеко на острове Парамушир.— Геохимия, 1957, № 1.
- Набоко С. И. Вулканические эксталяции и продукты их реакций.— Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1959, вып. 16.
- Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Нехорошев А. С. Геотермические условия и тепловой поток вулкана Эбеко на острове Парамушир.— Бюлл. Вулканол. станции АН СССР, 1960, № 29.
- Сергеев К. Ф. Основные черты геологического строения островов Парамушир и Шумшу.— Труды Сахалин. компл. науч.-исслед. ин-та СО АН СССР, 1962, вып. 12.
- Сурнина Л. В. Химический состав газов вулкана Эбеко.— Геохимия, 1959, № 5.
- Сурнина Л. В. Химический состав газов, конденсаторов и возгонов вулкана Эбеко (1960).— Геол. и геофизика, 1961, № 9.
- Ткаченко Р. И. Гидротермально-измененные породы центральной части острова Парамушир и условия их формирования.— Бюлл. Вулканол. станции АН СССР, 1965, № 38.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
Л. Н. Формозова. Генезис и формационный характер докембрийских железных руд Северной Швеции	7
Введение	7
Руды типа Кируна	8
а) общая характеристика	8
б) основные месторождения руд типа Кируна	9
в) минералы руд типа Кируна	12
Разрез района Кируна	15
Дискуссия о генезисе руд	22
Доказательства вулканогенно-осадочного генезиса руд типа Кируна	25
Формационный характер рудоносных толщ Северной Швеции	29
Сравнение рудоносных формаций Северной и Центральной Швеции	34
Положение порфиристо-лептитовой формации Северной Швеции среди других вулканогенно-осадочных железорудных формаций	36
И. В. Хворова. Ордовикская вулканогенно-сланцевая формация Уэльса	47
Вулканические и осадочно-вулканические комплексы	48
Осадочные комплексы	57
О некоторых минеральных концентрациях	60
Физико-географические и тектонические условия формирования отложений	63
Общая характеристика формации	64
Е. А. Соколова, Л. Н. Ботвинкина. Опыт фациального анализа рудоносных вулканогенно-осадочных отложений (на примере железорудного месторождения Джайрем в Центральном Казахстане)	68
Общая геологическая характеристика района месторождения Джайрем	69
Генетические типы отложений и фациальная обстановка седиментации	70
Принципы выделения генетических типов отложений	70
Типы пород и их генезис	72
Условия седиментации и текстурные особенности пород	97
Распределение генетических типов пород в разрезе рудовмещающей толщи месторождения Джайрем и основные этапы осадконакопления	98
Положение в разрезе рудоносных слоев и специфика строения продуктивной пачки месторождения	103
Основные выводы	105
В. Н. Григорьев. Палеогеографическая обстановка формирования палеозойских геосинклинальных бокситов Средней Азии и их формационное положение	107
Стратиграфическое положение палеозойских бокситов и бокситовых пород	107
Характеристика верхнебашкирских отложений	110
Палеогеография Средней Азии в верхнебашкирское время	127
Формационное положение среднеазиатских верхнебашкирских бокситов	134
К. К. Зеленев, Р. И. Ткаченко, М. А. Канакина. Перераспределение рудообразующих элементов в процессе гидротермальной деятельности вулкана Эбеко (остров Парамушир)	140
Вулкан Эбеко	141
Эксталяции и термальные воды	142
Гидротермальное изменение пород	153
Перераспределение и вынос рудообразующих элементов	161

CONTENTS

L. N. Formozova. Genesis and formation character of Precambrian iron ores in Northern Sweden	7
I. V. Khvorova. Ordovician volcanogenic-shale formation of Wales	47
E. A. Sokolova, L. N. Botvinkina. Data on facies analysis of ore-bearing volcanogenic-sedimentary deposits (on the example of Djaiрем iron-ore deposits in Central Kazakhstan)	68
V. N. Grigoriev. Paleogeographic environments of the formation of Paleozoic geosynclinal bauxites in the Middle Asia and their formation position	107
K. K. Zelenov, R. I. Tkachenko, M. A. Kanakina. Redistribution of ore-forming elements in the process of hydrothermal activity of Ebeco volcano (Paramushir Island)	140

