СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

СБОРНИК

7

Научная Библиотека
НИГРИЗ ГЛАВСЛАВ

ГОСГЕОЛИЗДАТ

МОСКВА — 1945

КОМИТЕТ ПО ДЕЛАМ ГЕОЛОГИИ ПРИ СНК СССР

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Сборник № 7

Ответственный редактор
член-корреспондент Академии наук СССР
И. Ф. ГРИГОРЬЕВ

Научная Библиотека
КНГРЭ ГАЗПРОМА

ГОСГЕОЛИЗДАТ
ГОСУДАРСТВЕННОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
КОМИТЕТА ПО ДЕЛАМ ГЕОЛОГИИ ПРИ СНК СССР
МОСКВА 1945 ЛЕНИНГРАД

РЕДКОЛЛЕГИЯ

А. А. Амирасланов, В. В. Белоусов, А. Г. Бетехтин, Н. С. Боганик (зам. отв. редактора), Г. К. Волосюк, И. И. Горский, член-корреспондент АН СССР И. Ф. Григорьев (отв. редактор), Ив. Ф. Григорьев, М. И. Гуревич, А. Д. Ершов (зам. отв. редактора), А. Н. Заварицкий, Г. Н. Каменский, В. М. Крейтер, Н. А. Кудрявцев, А. П. Марковский, А. К. Матвеев, В. В. Меннер, М. Ф. Мирчинк, В. А. Николаев, Б. А. Петрушевский (зам. отв. редактора), Г. П. Синягин, С. С. Смирнов, А. П. Соловов, Н. М. Страхов, П. М. Татаринов, И. А. Уткин, А. В. Хабаков, Н. С. Шатский, И. В. Шманенков, В. И. Яворский, А. Л. Яншин.

Научная библиотека ВНИГНИ

Новые данные по тектонике южного склона Центрального Кавказа

А. В. Пейве

Своеобразие структуры южного склона Кавказа заключается в особом характере деформаций флишевого комплекса. Выяснение их генезиса должно пролить свет на общий характер структуры Кавказа. Большая роль во всех существующих построениях по тектонике южного склона Кавказа отводится дизъюнктивным дислокациям, но до сих пор не делается попытки классифицировать эти деформации по их значению, структурно-морфологическим особенностям, генезису и другим признакам. Между тем лишь после этого могут быть удовлетворительно решены чисто практические вопросы о связи оруденения с теми или иными структурами. К сожалению, не только геологи-поисковики, но и геологи-съемщики часто рассматривают все дизъюнктивные нарушения суммарно обозначая их нейтральными в смысле классификации терминами: «разлом», «разрыв», «дизъюнктив», «тектоническая линия» и т. п.

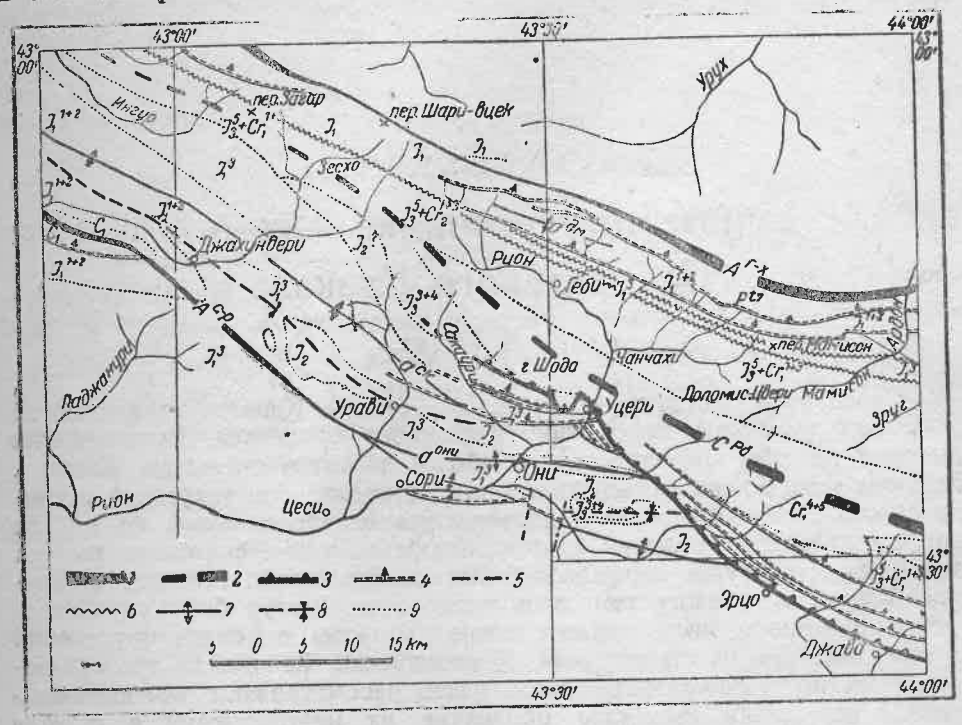
Мы сделали попытку разобраться в сходстве и различиях как пликативных, так и дизъюнктивных дислокаций в различных районах исследованной нами части Кавказа, в бассейнах рек Рион и Цхенисцхали. Краткому изложению полученных результатов, а также некоторым общим выводам и соображениям и посвящена эта статья.

Описание структур

Анализируя геологическую карту, легко заметить, что в нашем районе выделяются три крупные структуры, являющиеся по отношению к мегантиклинорию Большого Кавказа структурами первого порядка: а) антиклинорий Главного хребта, б) Рубодзальский синклинорий и в) Свано-Рачинский антиклинорий. Северная граница первой структуры и южная—третьей находятся за пределами приводимой нами схемы; границами синклинория следует считать северный и южный контакты карбонатного флишевого комплекса.

В структурном отношении выделенные тектонические элементы полностью отвечают понятиям «антиклинорий» и «синклинорий», так как их внутренняя структура характеризуется наличием ряда дополнительных антиклиналей и синклиналей и ядра сложены древним комплексом пород в антиклинории и молодым — в синклинории. Мы считаем необходимым ввести еще один важный критерий при определении

подобного рода крупных структур, который можно назвать историко-геологическим. Он заключается в том, что возникшая в тот или иной момент интрагеосинклиналь, постепенно развиваясь, превращается в конце соответствующего этапа в синклинорий, а интрагеоантиклиналь — в антиклинорий. С этой точки зрения не следует применять термины



Тектоническая схема части южного склона Центрального Кавказа

1—антиклинории: *2*—синклинории; *3*—фронтальный надвиг (шарьяж); *4*—крутопадающие надвиги; *5*—сбросы; *6*—межформационные зоны смятия; *7*—оси антиклиналей; *8*—оси синклиналей; *9*—границы свит; A^{J_2-x} — антиклинорий Главного хребта; A^{c-p} — Свано-Рачинский антиклинорий; $C^{рб}$ — Рубодзальский синклинорий; $a^{ск}$ —Сакаурская антиклиналь, $a^{они}$ — Онийская антиклиналь, $a^{дм}$ — антиклиналь Домба

«антиклинорий» и «синклинорий» к структурам, которые только морфологически могут отвечать этим понятиям, и по существу являются как бы ложными антиклинориями и синклинориями.

Устанавливая непосредственную связь в развитии антиклинориев с интрагеоантиклиналями, мы видим и более глубокую причинную зависимость между ними. Складчатость может быть следствием различных причин, но главным определяющим ее фактором являются вертикальные движения интрагеоантиклиналей и интрагеосинклиналей. В настоящее время такие представления начинают получать довольно широкое признание среди геологов. Мы не можем здесь разбирать и аргументировать эти представления и лишь подчеркнем, что магматические проявления связаны и контролируются в первую очередь движениями этих внутренних геоантиклиналей и геосинклиналей. Отсюда понятна необходимость в каждом случае анализировать историю развития антиклинориев и синклинориев.

Обращаясь к нашему району, мы, действительно, видим, что, Рубодзальский синклинорий точно соответствует возникшей в конце юрского периода [9] интрагеосинклинали, заполненной в конце ее развития

флишевыми осадками, дислоцированными в сложную серию складок. Здесь полностью отсутствуют интрузивные породы; в нескольких пунктах имеются четвертичные излияния андезито-базальтов. Нет здесь также и рудных месторождений, которые начинают появляться лишь в области крыльев синклинория там, где он сменяется ограничивающими его антиклинориями. Из рудных проявлений особенно характерны эпитермальные месторождения мышьяка и ртути.

Антиклинорий Главного хребта находится на месте центральнокавказской интрагеоантиклинали, сложен породами доюрского субстрата (кристаллические сланцы, граниты) и песчаниково-сланцевыми толщами лейаса. Здесь имеется ряд выходов неоинтрузий, много жильных пород, которые иногда занимают до 15% объема всей горной массы (диабазовые дайки). Район богат разнообразными рудными проявлениями, с ведущей ролью редких металлов; кроме многочисленных мелких точек оруденения, известны промышленные объекты.

Свано-Рачинский антиклинорий соответствует кахетинско-сванетской интрагеоантиклинали[1]. В сложении нашего района принимают участие главным образом лейас и доггер, а в Сванетии появляется на дневную поверхность палеозой. Имеются выходы неоинтрузий, среди которых, повидимому, значительную роль играют верхнеюрские. Объяснять это, по нашим представлениям, следует тем, что кахетинско-сванетская интрагеоантиклиналь, в отличие от центральнокавказской, не обладала такой активностью в смысле ее общего поднятия в третичный период. Поэтому главная масса третичных неоинтрузий и сосредоточена в области центральнокавказской интрагеоантиклинали.

Таким образом, мы видим, что формирование антиклинорной и синклинорной структур, интрузивные процессы и рудные проявления очень тесно, повидимому причинно, связаны с движением и развитием первичных глубинных структур типа интрагеосинклиналей и интрагеоантиклиналей. Последние, превратившись в антиклинории, определяют, разумеется, лишь рудные районы или области, в то время как отдельные рудные поля и месторождения контролируются частными локальными структурами, являющимися составными элементами антиклинория.

Перейдем к характеристике внутренней структуры выделенных крупных тектонических единиц.

Антиклинорий Главного хребта

Нами было изучено лишь южное крыло антиклинория на участке от Мамисонского перевала до перевала Шари-вцек. Тектоника доюрского субстрата нам неясна, так как юрские отложения, позволяющие судить об его деформациях, залегают на нем нормально лишь в немногих пунктах. Некоторые объективные суждения можно сделать, изучая, во-первых, район перевала Гезе-вцек и горы Эдена, где древний жесткий цоколь погружается и на значительном участке юра трансгрессивно, без тектонических нарушений, налегает на древние граниты, и, во-вторых, изучая залегание диабазовых даек, которые, во всяком случае, моложе низов лейаса.

К западу от вершины горы Эдена доюрский цоколь, который условно принято считать протерозоем, погружается на запад под углом до 25°. Самая вершина горы Эдена увенчана шапкой черных глинистых сланцев лейаса, трансгрессивно, без тектонических нарушений, налегаю-

[1] На сводных структурных картах антиклинории и интрагеоантиклинали должны иметь одинаковые названия. То же относится к интрагеосинклиналям и синклинориям. Употребляемые нами сейчас названия нужно считать временными.

щих на древние граниты и падающих к северу в сторону горы Гезе. Следуя от этой горы по контакту лейаса и протерозоя к перевалу Гезе-вцек и от него на юг по Эденскому леднику, можно хорошо видеть, что контакт лейаса и протерозоя изогнут в большую складку с широким и пологим замком. Местами наблюдаются небольшие сбросы, смещающие этот контакт. Здесь же видны диабазовые дайки, под крутым углом рассекающие трансгрессивный контакт лейаса и гранитов. Обращает на себя внимание спокойное облекание сланцами гранитного ядра, периклинально замыкающими его с запада. Несколько ниже конца Эденского ледника сланцы очень быстро принимают крутое падение к югу, более интенсивно смяты, а граниты исчезают с дневной поверхности. Еще далее к югу наблюдается северное падение сланцев. Описанные соотношения мы можем представить себе только как очень крутой взброс в доюрском субстрате, проходящий с южной стороны гранитов и сменяющийся в юрских породах такой же крутой флексурой. Поверхность этого взброса падает к северу под углом около 80°, амплитуда взброса возрастает к востоку. Наблюдения в окрестностях горы Эдена показывают, что поверхность протерозойского комплекса в результате мезо-кайнозойских движений оказалась изогнутой и образует пологое вздутие, оборванное с юга. Возникновение вздутия, повидимому, следует объяснять не только, деформацией изгиба, но и общим растрескиванием с дифференциальным перемещением вещества в вертикальном направлении. Многочисленные диабазовые дайки, очень круто падающие в центральной части вздутия, указывают на действительно имевшие место явления растрескивания, сопровождавшиеся, очевидно, расширением данного участка земной коры.

К югу от протерозойского ядра антиклинория располагается полоса песчаниково-сланцевых отложений лейаса, тектоника которых до сих пор оставалась совершенно неясной, так как не была известна их стратиграфия. Нам удалось расчленить эти толщи на несколько стратиграфических комплексов и, благодаря этому, более или менее выяснить характер пликативных и дизъюнктивных деформаций.

В основании нормального сводного разреза лейаса на всем протяжении от Мамисонского перевала до перевала Гезе-вцек прослеживается горизонт, до 200 *м* мощностью, черных, аспидовидных, плотных, довольно сильно метаморфизованных, однородных глинистых сланцев с очень небольшой примесью песчанистого материала. Нормальный трансгрессивный контакт свиты с древними гранитами наблюдается в районе ледника Эдена, в верховьях ледника Запхито и на молибденовом месторождении Кароби. В последнем пункте, в связи с исключительно сильным ороговикованием сланцевой серии лейаса, не удается отделить описываемый горизонт от вышележащих толщ. В базальных слоях имеются кварцитовидные песчаники и мелкогалечные конгломераты непостоянной небольшой мощности.

Вышележащий комплекс занимает широкую полосу, характеризуется более пестрым литологическим составом и в общем значительной песчанистостью пород. Здесь имеются темные, почти черные, аспидовидные глинистые сланцы, глинистые песчаники и особенно характерные сливные полосатые песчанистые сланцы. Повидимому, значительную роль играет примесь пирокластического материала. Породы сильно уплотнены и метаморфизованы, чем легко отличаются от вышележащих, образуют скалистые обнажения и очень часто крупно-глыбовые осыпи. В районе перевала Гезе-вцек в низах свиты нами найдены пелециподы (груборебристые крупные и мелкие *Pecten* sp. и др.). Мощность свиты около 900 *м*.

Возраст этих двух свит, общей мощностью 1 000—1 200 *м*, условно определяется нами как нижне- и среднелейасовый, на основании их стратиграфического положения, более высокой степени регионального метаморфизма по сравнению с верхним лейасом и литологического сходства с нижним и средним лейасом других районов Кавказа. В частности, наша верхняя свита чрезвычайно напоминает циклаурскую свиту Военно-Грузинской дороги [10] и палеонтологически охарактеризованный средний лейас северного склона Кавказа [4, 8]. Нижняя свита, судя по значительному содержанию в ней графитистого (углистого) вещества, быть может, является аналогом так называемого «графитового горизонта» [2].

Остальной комплекс песчаниково-сланцевых отложений южного склона Кавказа в верховьях Риона, залегающий между средним лейасом и мергельно-конгломератовым горизонтом титон-неокома [9], мы относим к верхнему лейасу.

Нижних горизонтов верхнего лейаса наблюдать не удается, так как между ними и средним лейасом проходит надвиг. Условно верхний лейас мы начинаем с толщи черных, в выветрелом состоянии бурых и белесоватых, плитчатых, сравнительно рыхлых глинистых сланцев, в некоторых горизонтах обогащенных тонким песчанистым материалом. В сланцах встречаются тонкие прослои плотных серых песчаников, стяжения глинистого сидерита и пирита. Мощность этой толщи около 400 *м*. В ней найдены пиритизированные ядра *Inoceramus* sp.

Выше залегает конгломерат, состоящий из мелкой угловатой сланцевой, иногда песчаниковой гальки; цемент известково-песчано-глинистый. По простиранию конгломерат часто сменяется бурым известковистым песчаником с редкой сланцевой галькой. Мощность конгломератово-песчаникового горизонта местами достигает 35—40 *м*; контакт с нижележащей толщей резкий, повидимому трансгрессивный.

Заканчивается разрез нижней юры типичной для ааленского яруса Кавказа песчаниково-сланцевой толщей. Главное значение здесь имеют черные, иногда полосчатые, плитчатые или листоватые глинистые сланцы с конкрециями пирита и глинистого сидерита. Характерно наличие тонких (до 20—30 *см*) прослоев бурых, очень часто карбонатных песчаников. В верхних горизонтах количество их увеличивается и они, переслаиваясь со сланцами, группируются в пачки до 20 *м* мощности. Как мы уже отмечали [9], возраст толщи должен считаться ааленским. Из фауны в верховьях Риона нами найдены в этой свите лишь *Inoceramus cf. quenstedti* Pcel. Мощность ее до 900 *м*.

Верхний лейас трансгрессивно перекрыт серией карбонатного флиша, начинающегося здесь или с верхов титона, или, что более вероятно, с неокома [9].

Описанные нижнеюрские отложения залегают в южном крыле крупного веерообразного антиклинория Главного хребта, образуя в целом опрокинутую моноклиналь с падением слоев к северу. К югу от древних гранитов располагаются последовательно полосы все более молодых отложений, падающих под более древние. Простирания слоев соответствуют простиранию геологических контуров на прилагаемой схеме.

Сложной внутренней складчатости в нижней юре не наблюдается. На всем протяжении от Мамисонского перевала до Нижней Сванетии нет таких складок, в строении которых участвовали бы все или значительная часть из выделенных выше стратиграфических комплексов. Мы должны здесь отметить лишь две сравнительно крупные антиклинальные складки. Первая (антиклиналь Домба) сложена средним лейасом и довольно хорошо прослеживается между реками Чвешура и

Запхитури. Антиклиналь опрокинута к югу и надвинута на верхний лейас; она наискось сечет хребет Домба, где в хороших обнажениях виден ее шарнир. Другая, меньшая антиклиналь (Талахианская), тоже опрокинутая к югу, сложена нижними горизонтами верхнего лейаса; шарнир ее прослеживается от Талахианского месторождения почти до поселка Гона. Разделяющая эти две антиклинали, повидимому очень узкая, синклиналь редуцирована надвигом, проходящим между средним и верхним лейасом. Отмеченные складки имеют локальное значение и по существу являются хотя и довольно крупными, но внутриформационными структурами.

В восточной части района по рекам Чанчахи, Бубис-цхали и Бокос-цхали мы видим неусложенное внутренней складчатостью крыло антиклинория. Здесь, при общем наклоне слоев лейаса на север, наблюдается уменьшение крутизны их падения при движении к северу: в верхнем лейасе преобладают падения от 60° до 90°, а в нижнем и среднем—от 45° до 70°. Наблюдается мелкая гофрировка и слабая волнистость в залегании слоев.

В литературе много внимания уделяется дизъюнктивным деформациям южного склона Главного хребта. При этом большинство геологов между древними гранитами и сланцами лейаса проводит так называемый «надвиг Главного хребта», или «Главный Кавказский надвиг», считая, что здесь произошло крупное перемещение масс в вертикальном и горизонтальном направлениях. Другие геологи главным надвигом считают тот, который проходит по южному краю флишевой зоны. В. В. Белоусов [1], повидимому, лишь на основании беглого анализа старых мелкомасштабных геологических карт, отдельные участки этих совершенно различных структур объединил в одну линию. «Главный Кавказский надвиг», в его понимании, из юго-восточного Кавказа протягивается вдоль южного края флишевой зоны до верховьев р. Ингур. На этом участке, особенно в юго-восточном его отрезке, действительно наблюдаются типичные надвиговые структуры и даже шарьяжи [3]. Между реками Ингур и Мзымта за главный надвиг принимается контакт между древним комплексом и мезозоем, т. е. структура, как мы увидим ниже, совсем иного типа, чем предыдущая. При этом Белоусов [1] предполагает здесь очень большое перекрытие и даже полное срезание южного крыла антиклинория Главного хребта.

Обращаясь к фактическому материалу относительно характера дизъюнктивных дислокаций южного крыла антиклинория в верховьях рек Рион и Цхенис-цхали, мы можем установить следующую картину. По данным Л. А. Варданянца [2], на всем протяжении от южного склона горы Цмиа-ком до Мамисонского перевала по южному краю древнего комплекса узкой полосой прослеживается самый нижний, так называемый графитовый, горизонт лейаса, находящийся в опрокинутом к югу залегании. Далее к северо-западу от Мамисонского перевала до перевала Гезе-вцек нами прослежен горизонт черных графитистых сланцев, мощностью до 200 *м*, тоже падающий к северу (опрокинутое залегание). В основании их в западной части района встречены базальные конгломераты и кварциты. Эта картина распространения и залегания горизонта графитистых сланцев указывает на отсутствие сколько-нибудь значительного горизонтального перекрытия лейаса древним комплексом. Наблюдая в ряде разрезов характер контакта между лейасом и древними гранитами, мы действительно видим здесь тектонические соотношения. Сланцы и особенно граниты в контакте сильно раздроблены; зона дробления в некоторых местах достигает нескольких десятков метров мощности. Однако для нас важен тот факт, что падение поверхности контакта точно соответствует падению сланцев. В глубоких вертикальных разрезах можно видеть довольно правильную изогнутость этой поверхности. На высших гипсометрических точках падение контакта более пологое, чем на глубине.

Отсюда следует, что описанная структура должна рассматриваться как крутой надвиг без какого-либо горизонтального перекрытия опущенного крыла. По простиранию он может затухать, что мы наблюдали в окрестностях горы Эдена. Там крутой надвиг или взброс в древних гранитах сменяется флексурой в лейасовых сланцах.

Такого же типа надвиг, но с несколько большей амплитудой горизонтального перемещения, установлен нами между средним и верхним лейасом. В разрезах он хорошо наблюдается на всем протяжении от Нацарского вольфрамового месторождения до района перевала Вацис-цвери и выражен как зоной смятия, так и налеганием среднелейасового комплекса на более круто падающие подмятые сланцевые толщи верхнего лейаса. Амплитуда надвига увеличивается к западу, так как, например, в истоках Риона почти нацело уничтожено южное крыло антиклинали Домба. В восточной части района, в верховьях рек Бубис-цхали и Чанчахи, этот надвиг нами не констатирован.

Интересно напомнить, что на всем протяжении южного склона Кавказа, почти от Шах-дага до Мамисонского перевала, все авторы констатируют тектоническую линию между средним и верхним лейасом. При этом оказывается, что решительно всюду верхние горизонты среднего лейаса контактируют с нижними горизонтами верхнего лейаса. Одно это указывает, что рассматриваемая деформация должна являться крутым надвигом или взбросом на границе между двумя различными толщами без более или менее значительного горизонтального перекрытия.

Вторая, очень характерная группа дизъюнктивных дислокаций в рассматриваемом районе относится нами к межформационным смятиям. На контактах, различающихся по пластичности слоев и свит, происходит сильное дробление и перетирание пород с образованием характерной брекчии «притирания» и явлениями развальцевания и скольжения отдельных участков раздробленного слоя. Иногда подобная межформационная зона смятия, до 2—3 *м* мощностью, возникает в глинистых сланцах по контактам с песчаником, имеющим мощность всего 1,5—2 *м*. Очень часто образуются зоны смятия в контактах диабазовых даек и сланцев. В частности, интенсивная и мощная зона смятия Талахианского ртутного месторождения в значительной степени связана с развитым здесь мощным диабазовым телом.

Регионально выдержанная межформационная зона смятия, достигающая нескольких десятков метров мощности, находится между карбонатной толщей титон-неокома и сланцами верхнего лейаса. Прежние исследователи [5] предполагали здесь крупный надвиг, следствием чего, по их мнению, явилось выпадение из разреза доггера и части верхней юры. В действительности карбонатный флиш налегает на лейас трансгрессивно, и контакт между ними осложнен значительным межформационным смятием.

Отметим, наконец, еще одну аналогичную зону смятия, показанную на нашей карте, проходящую по отмеченному выше конгломерато-песчаниковому горизонту верхнего лейаса. На р. Коднаруле, в районе ртутного месторождения на Бокос-цхали, и в некоторых других пунктах по этой зоне смятия устанавливаются значительные вертикальные перемещения.

Выяснив в общих чертах стратиграфию и тектонику южного крыла

антиклинория Главного хребта, мы можем довольно уверенно устанавливать связь отдельных рудных месторождений с теми или иными структурами. Прежде всего становится совершенно очевидным, что эпитермальные месторождения мышьяка и ртути в верховьях Риона непосредственно контролируются вышеуказанными межформационными зонами смятия. Некоторые месторождения, как, например, Нацарское вольфрамовое, связаны с зонами дробления вдоль крутопадающих надвигов. В структуре рудного поля месторождений Согеби (вольфрам) и Запхито (сурьма) значительную роль играет, повидимому, трещинная тектоника. Не безынтересен тот факт, что месторождение Согеби приурочено к антиклинали Домба.

Рубодзальский синклинорий

Выше мы отмечали, что этот синклинорий отвечает флишевому прогибу и его внутренняя структура характеризуется рядом специфических черт, свойственных только деформациям флишевого комплекса. Строение синклинория к северо-западу от Риона значительно отличается от его строения к юго-востоку, в Южной Осетии и Восточной Грузии. К западу от Риона синклинорий нацело слагается комплексом осадков нижнемелового флиша, легко разделяющегося на две серии: нижнюю—известняково-мергельную, отвечающую неокому, и верхнюю—терригенную, охватывающую, повидимому, остальную часть нижнего мела. Работами С. В. Левченко, М. П. Бархатовой и В. Н. Фадеева нижнемеловой флиш по литологическим особенностям расчленен на несколько свит. К югу-востоку от Риона в строении синклинория принимают участие и более молодые породы.

К западу от Риона мы видим наклоненный к югу, типичный в морфологическом отношении синклинорий с полным северным и южным крылом. Здесь хорошо намечается шарнир структуры, постепенно поднимающийся в северо-западном направлении, вследствие чего ширина ее уменьшается, а молодые свиты ядра уничтожены эрозией.

В поперечном разрезе форма синклинория выдерживается на большое расстояние, осевая плоскость его падает к северу, северное крыло большей частью опрокинуто к югу, а южное сравнительно полого падает к северу. На фоне общего падения крыльев наблюдаются дополнительные большие изгибы их. Далее к западу, в Верхней Сванетии, синклинорий становится более узким и сжатым, оба крыла принимают крутое падение и почти широтное простирание.

К востоку от Риона синклинорий сильно расширяется, появляются осложняющие его крупные складки и надвиги, но самым характерным здесь является то, что южное крыло в некоторых пунктах полностью редуцировано, что прекрасно видно из прилагаемой схемы. Объясняется это тем, что с юга синклинорий подрезан системой надвигов, по которым весь нижнемеловой флиш вместе с верхним мелом, а далее к юго-востоку и с палеогеном сорван со своего юрского основания и сдвинут к юго-западу, на соседний Свано-Рачинский антиклинорий. Этот надвиг прослежен нами на многие десятки километров от района оз. Эрцо до среднего течения р. Сакауры, к западу от Риона, где он, повидимому, полностью затухает и где, в связи с этим, синклинорий принимает иную форму. К востоку от Риона нижние свиты неокома, слагающие на всем протяжении северное крыло синклинория, уже нигде больше не выходят на поверхность.

По фронту сдвинутого к югу покрова образовалась система многочисленных, часто мелких чешуй, в строении которых принимают также участие породы, слагающие Свано-Рачинский антиклинорий.

Такова общая структурная характеристика синклинория. Внутренняя структура его чрезвычайно сложна. Мы видим здесь целый узор мелких складок и разрывов; в карбонатной серии неокома особенно типичны мелкие складки с очень острыми замками; длина «полуволны» самая разнообразная, но чаще измеряется метрами или десятками метров. Типичны также еще более мелкие складки, вплоть до плойчатости. Каждая из складок в отдельности не охватывает всего мощного флишевого комплекса. Они появляются одна над другой, и чем больше складка, тем более мощный комплекс участвует в ее строении.

Шарниры складок неожиданно резко погружаются и вздымаются, изгибаясь по простиранию. Замечено, что осевые плоскости этих «внутренних» складок, которые в целом могут рассматриваться как складки волочения, круто падают к северу или даже вертикальны, а падение слоев в них круче падения крыла синклинория больше чем на 30°. В обнажениях по южному крылу синклинория к западу от Риона видно фестончатое взбегание мелких, как бы подставляющихся одна под другую, складок вверх по крылу синклинория.

Дислокации терригенной толщи нижнемелового флиша (свита Геске) существенно отличаются тем, что складки в ней имеют более закругленные замки и большую, по сравнению со складками карбонатной толщи, длину «полуволны», с таким же расположением элементов складок.

Во многих местах наблюдаются дробление и разрывы в породах флишевого комплекса, мергели и сланцы часто раздавлены и развальцованы.

В целом мы видим явления интенсивного послойного и межслойного движения масс, которое особенно облегчается совершенной, иногда очень тонкой, слоистостью отложений флиша.

Совсем иную, более простую картину дислокаций мы наблюдаем в лейасе южного крыла антиклинория Главного хребта. Еще более правильные и простые тектонические формы, как мы увидим ниже, имеет Свано-Рачинский антиклинорий. Следует отметить, что структура северного крыла синклинория более проста по сравнению с южным. Эти факты нас немало смущали еще в начале работ в районе, и тогда же мы пришли к выводу о самостоятельности, независимости движений и деформаций флишевого комплекса по отношению к подстилающему его юрскому «субстрату» и высказали предположение о гравитационном генезисе деформаций флишевого комплекса.

Ознакомившись с литературой по юго-восточному и северо-западному Кавказу, мы убедились в том, что подобные деформации широко распространены во флише. В одной из своих работ Н. Б. Вассоевич [3] подробно описал покровы юго-восточного Кавказа и сравнил их с некоторыми покровами Альп. Анализируя их структуру и механизм покрообразования, он пришел к выводу о гравитационном генезисе Баскальского, Чинчвельского и других покровов юго-восточного Кавказа. Мы полностью согласны с выводами Н. Б. Вассоевича, созвучными в некоторых частях с представлениями других кавказских геологов [6], и видим единственную возможность объяснить внутреннюю складчатость флишевого комплекса действием силы тяжести. Общие предпосылки, необходимые для возникновения гравитационных структур, в геологической литературе уже довольно хорошо разработаны. Конкретная обстановка на южном склоне Кавказа отчасти освещена

Н. Б. Вассоевичем. Мы подчеркиваем здесь лишь некоторые основные моменты структурообразования флиша Кавказа.

1. Палеогеографический анализ показывает, что в третичное время вертикальные движения центральнокавказской и кахетинско-сванетской геоантиклиналей настолько различались в отношении амплитуды абсолютного восхождения, что флишевый прогиб неизбежно должен был получить большую гравитационную неуравновешенность.

2. Весьма совершенная слоистость флишевых отложений чрезвычайно облегчает движения масс с образованием типичной мелкой складчатости, не связанной с тектоникой подстилающего субстрата, характеризующегося более простыми структурными формами.

3. Складчатость флишевого комплекса происходила на поверхности или, точнее, в пределах самого флиша и связана с его собственными движениями, которые в этом случае не могут быть объяснены боковым давлением. Должна, конечно, учитываться некоторая роль складчатых деформаций, являющихся непосредственным результатом боковых давлений, возникающих вследствие одновременных процессов сжатия в интрагеосинклиналях и расширения в интрагеоантиклиналях при их вертикальных движениях.

Подробный разбор этих факторов и сравнительное тектоническое изучение гравитационных деформаций разных районов должны быть темой специальной работы.

Свано-Рачинский антиклинорий

Эта структура хорошо обрисовывается в Верхней Раче широким полем распространения верхнего лейаса и доггера (порфиритовая серия). С северо-востока границей ее можно считать фронтальный надвиг флиша, с юга она граничит с синклинальной зоной Корта. По направлению к северо-западу шарнир Свано-Рачинского антиклинория вздымается, и в Сванетии на поверхность выходят отложения среднего и нижнего лейаса и палеозоя. Кажется вероятным, что еще далее к северо-западу эта структура испытывает дальнейшее воздымание шарнира, причленяясь к кристаллическому массиву Главного хребта. В этом случае флишевый прогиб северо-западного Кавказа окажется расположенным к югу от кахетинско-сванетской геоантиклинали, в то время как в юго-восточном Кавказе мы имеем противоположную картину. Кисловодский поперечный перегиб Большого Кавказа бесспорно выражается и в структурах южного склона, в частности в воздымании шарниров Рубодзальского синклинория и Свано-Рачинского антиклинория. Сочленение последних с Главным хребтом истолковано В. В. Белоусовым [1] таким образом, что эти структуры срезаются и как бы уходят под надвиг гранитов и кристаллических сланцев Главного хребта, что очень мало вероятно. С другой стороны, совершенно неясно, каким образом Сванетская антиклиналь может соединяться с районом Дзирульского массива и далее с Малым Кавказом [1]. В действительности Свано-Рачинский антиклинорий уходит в район г. Они и далее к юго-востоку; в южной Осетии структуры его, погружаясь, скрываются под надвигом флишевого комплекса.

Свано-Рачинский антиклинорий, особенно в Сванетии, изучен очень слабо, и поэтому до более подробных исследований приходится воздержаться от характеристики структуры северо-западной его части.

В бассейне Риона наиболее древними отложениями, участвующими в строении антиклинория, являются верхнелейасовые. В хороших разрезах долин Риона и Лухунис-цхали можно видеть, что верхний лейас

литологически состоит из двух толщ общей мощностью более 1 000 *м*; подошва его здесь не обнажается. Нижняя толща сложена главным образом черными глинистыми сланцами с тонкими прослоями бурых песчаников, которые, постепенно возрастая в мощности, в верхней толще начинают играть значительную роль, встречаясь пачками до 35 *м* мощности. Для песчаников очень характерно то, что они часто содержат отдельную плоскую гальку черных глинистых сланцев, иногда богаты растительным детритусом, на нижних поверхностях имеют многочисленные флишевые фигуры. Песчаники слюдистые, часто карбонатные. В верхних горизонтах свиты в пачках черных сланцев встречаются многочисленные однообразные пелециподы, главным образом из группы *Inoceramus*, характерные для верхнего лейаса Центрального Кавказа.

Выше залегает мощная вулканогенная (порфиритовая) толща, нижние горизонты которой некоторыми геологами [7] относятся еще к лейасу, но большинством — к доггеру. Наблюдаются изменения мощности и фаций порфиритовой толщи при движении с юга на север. Так, в окрестностях сел. Цеси мы видим толщу до 2 000 *м* мощности, состоящую из грубых вулканических брекчий и туфо-конгломератов, чередующихся с пластами порфиритовых лав, а в бассейне р. Сакауры мощность ее едва достигает 800—900 *м*, причем большое значение здесь приобретает мелкообломочный туфогенный материал.

Интересные разрезы верхней юры нами кратко рассмотрены в другой работе [9].

Свано-Рачинский антиклинорий характеризуется наличием нескольких довольно крупных антиклиналей и синклиналей. Первые сложены верхним лейасом, вторые — порфиритовой толщей доггера. Следует отметить, что эти структуры не являются простыми и в свою очередь состоят из мелких дополнительных складок, хорошо наблюдаемых всюду в песчаниково-сланцевых толщах верхнего лейаса. Среди преобладающих наклоненных к югу мелких складок встречаются прямые симметричные антиклинали и синклинали. Очень типичны для этих складок резкие погружения и воздымания шарниров, что прекрасно можно наблюдать в долине Лухунис-цхали ниже сел. Лихети.

В направлении с севера на юг здесь наблюдаются следующие крупные структуры.

Сакаурская антиклиналь, располагаясь непосредственно к югу от линии фронтального надвига флиша, очень сильно нарушена дизъюнктивными дислокациями и разделена на несколько тектонических чешуй, в которых среди лейаса и туфогенной толщи доггера зажаты отдельные клинья эоцена. Нормальных крыльев антиклинали здесь не наблюдается. Несколько таких чешуй установлено нами вдоль левобережья р. Сакауры. Особенно эффектны небольшие чешуи в долине р. Риона ниже сел. Уцери, и по р. Гомиле, около сел. Гоми. В сложении их принимают участие отложения так называемых кахетинских фаций. Полоса указанных чешуй Сакаурской антиклинали рассматривается нами как параутохтон. Не исключена возможность, что по направлению к северо-западу от долины р. Лухунис-цхали, в связи с затуханием фронтального надвига, потеряет свое значение и зона параутохтонных чешуй.

В долине р. Риона хорошо наблюдается надвигание разорванной по южному крылу Сакаурской антиклинали на южное крыло соседней к югу синклинали, северное крыло которой редуцировано надвигом. Тектонический контакт хорошо прослеживается между порфиритами доггера и лейасом, в районе сел. Дзеглеви и Верхнего Сакао; далее

он, пересекая долину р. Сакауры, проходит несколько восточнее горы Купри. Прослеживая по выходам верхнего лейаса Сакаурскую антиклиналь к востоку от сел. Сакао, мы видим, как она постепенно начинает перекрываться по надвигу флишевым комплексом. В долине р. Ожанури, к северо-западу от сел. Накиети, виден даже оставшийся неразмытым лоскут флишевых отложений, тектонически перекрывший Сакаурскую антиклиналь. На левом берегу Риона, около сел. Уцери, антиклиналь уже полностью перекрыта надвинувшимся к югу флишем. В долине р. Лухунис-цхали, по наблюдениям Н. Ф. Шония, видны оба крыла синклинали, располагающейся к югу от Сакаурской антиклинали, что, быть может, указывает на уменьшение в северо-западном направлении амплитуды надвига.

Следующая к югу более крупная антиклиналь, названная нами Онийской, была установлена и описана И. Г. Кузнецовым [7]. Она нацело слагается сильно дислоцированным верхним лейасом, занимающим все междуречье Риона и Лухунис-цхали к западу от г. Они. Осевая линия этой структуры прослеживается к востоку от Сванетского хребта через сел. Лихети в долине Лухунис-цхали до Риона. К западу от г. Они антиклиналь раздваивается промежуточной синклиналью (почти совпадающей с водоразделом рек Джоджоры и Горулы, сложенной порфиритовой толщей доггера. Южное крыло антиклинали к востоку от сел. Цеси срезано круто падающим к северу надвигом, отделяющим здесь «зону Корта» [7] от Свано-Рачинского антиклинория. Эти структуры, простираясь почти широтно и погружаясь к востоку, на участке между селениями Гоми и Часовали нацело перекрыты надвинувшимся флишевым комплексом, структуры которого простираются в юго-восточном направлении. Величина несоответствия в простираниях структур Свано-Рачинского антиклинория и Рубодзальского синклинория достигает здесь 30—35°. Структуры, расположенные южнее Свано-Рачинского антиклинория (мы здесь их не описываем), также перекрываются надвинувшимся на них флишем на участке от сел. Часовали до г. Джава.

Таким образом достаточно ясно вырисовывается взаимоотношение структур Свано-Рачинского антиклинория и Рубодзальского синклинория. Последний является аллохтонным по отношению к первому, и если анализировать положение внутренних структур того и другого в плане, то мы должны притти к заключению о значительной горизонтальной амплитуде фронтального надвига флиша. На это же бесспорно указывает соприкосновение по надвигу совершенно различных фаций юры и мела этих двух крупных структурных элементов.

Некоторые выводы

Мы совершенно не останавливались на возрасте деформаций, так как, исходя из анализа движений земной коры нашего района, трудно дать что-либо новое в этом отношении. Следует лишь еще раз подчеркнуть, что в формировании внутренней структуры Кавказа огромную роль играли движения верхнеюрской эпохи (предкелловейские, предтитонские), что с полной отчетливостью установлено для антиклинория Главного хребта, структура которого имеет веерообразный характер. Интересно, что в нем не только складчатые структуры, но и дизъюнктивные дислокации, так же как и многочисленные доверхнеюрские диабазовые

дайки, расположены в общем веерообразно. В третичный период поднятий и складчатости веерообразность дизъюнктивных дислокаций оказалась еще более подчеркнутой, и мы в настоящее время видим на северном крыле антиклинория (Ардон, Терек) надвиги или взбросы круто падающими к югу, а на южном крыле — к северу. Таким образом, при общем поднятии формирующегося антиклинория имеет место как бы «растекание» масс к северу и югу.

Такая картина видимого двустороннего движения масс находится в противоречии с прежними представлениями об общем движении масс Большого Кавказа в южном направлении. В действительности резко выраженное движение к югу мы наблюдаем в структурах флишевой зоны, что связано с явлением гравитационных деформаций всего флишевого комплекса, сорванного с доверхнеюрского «субстрата» и обнаруживающего самостоятельность, независимость движений по отношению к нему. Деформации флишевого комплекса с явлением образования гравитационных покровов [3], как это установлено на юго-восточном Кавказе, образовались в конце третичного периода.

Область Закавказья к югу от флишевой зоны и до Дзирульского массива в последней тектонической схеме В. П. Ренгартена [11] фигурирует под названием «Закавказской пологоскладчатой зоны» и противополагается интенсивно складчатой зоне Большого Кавказа. В то же время она рассматривается как относительно жесткая зона (но не плита) внутри лабильной области Кавказа. По нашим представлениям, в отношении «жесткости» она может противопоставляться лишь собственно флишевой зоне, где одновозрастные осадки обнаруживают удивительную мобильность, связанную с особым характером деформаций флиша, но не может быть противопоставлена антиклинорию Главного хребта и, тем более, северному склону Кавказа. Пологоскладчатая структура Закавказья свойственна только верхнему (титон, мел, третичные) структурному ярусу, но отнюдь не нижнему (лейас, доггер), в формировании которого и здесь громадную роль играют дотитонские (верхнеюрские) движения. Структуры нижнего яруса здесь даже более сложны чем в одновозрастных отложениях северного склона Кавказа; то же самое еще в большей степени относится и к верхнему структурному ярусу. Если же рассматривать историческое развитие Закавказской пологоскладчатой зоны, то мы обнаруживаем [9], что она по мощностям осадков верхнего лейаса, байоса и бата должна считаться интрагеосинклиналью в противоположность центральнокавказской интригеоантиклинали. Мощное развитие в лейасе (?) и доггере Закавказья основных эффузий и туфогенных пород, столь часто связанных в геосинклинальных областях с зонами прогибов, дополняет эту картину.

Итак, исключая флишевый прогиб с его специфическими структурами, как совершенно особую область, противопоставление Закавказья Большому Кавказу приобретает иной смысл. Существенное различие между этими областями, заключается еще в том, что во второй половине третичного и в четвертичный период в области центральнокавказской интрагеоантиклинали еще более усилилась тенденция к поднятиям и обнажился, был расколот и раздроблен высоко приподнятый доюрский субстрат. С явлениями поднятий, сопровождающихся, повидимому, процессами расширения, в центральнокавказской интрагеоантиклинали связаны во времени и пространстве третичные гипабиссальные неоинтрузии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В. В. Большой Кавказ, часть III. ОНТИ, 1939.
2. Варданянц Л. А. Горная Осетия в системе Центрального Кавказа. Труды ЦНИГРИ, вып. 25. 1935.
3. Вассоевич Н. Б. О крупных тектонических покровах в восточном Закавказье. Зап. Всерос. минерал. о-ва, вып. 2—3, 1940.
4. Голубятников В. Д. Новые данные по стратиграфии нижней юры Восточного Кавказа. Зап. Всерос. минерал. о-ва вып. 2—3, 1940.
5. Кузнецов И. Г. Геологическое строение района курорта Шамшови (бассейн Чанчахи) в Центральном Кавказе. Труды ВГРО, вып. 151, 1931.
6. Кузнецов И. Г. Колебательные движения земной коры и их роль в структуре Кавказа. «Пробл. сов. геол.» вып. 7, 1933.
7. Кузнецов И. Г. Геологическое строение части западной Грузии в пределах Рачи, Лечхума и Имеретии Путевод. экск. XVII сессии МГК, 1937.
8. Пац В. М. К стратиграфии юры по р. Чанты-Аргун. Сев.-Кавк. геол. упр., вып. 1, 1938.
9. Пейве А. В. О «законе» инверсии в геологии Кавказа. «Сов. геол.», вып. 4, 1941.
10. Ренгартен В. П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. Труды ВГРО, вып. 48, 1932.
11. Ренгартен В. П. Общий очерк тектоники Кавказа. Труды XVII сессии МГК, т. II, 1939.

Тектоника Печорского угленосного бассейна

О. Л. Эйнор

Введение

Большеземельской тундрой называют обширную территорию, лежащую в бассейне правых притоков р. Печоры. С севера она ограничена Баренцовым морем, с северо-востока — грядой Пай-хоя, часто включаемого в ее пределы, с востока и юго-востока — Уральским хребтом. Ее поверхность то совершенно плоская, то усложнена системой холмов и гряд моренного и флювиогляциального происхождения.

Менее определены границы Печорской угленосной площади, принадлежащей к типу закрытых бассейнов. Угленосные осадки нижней и верхней перми вскрыты по северо-восточной, восточной и юго-восточной окраинам Большеземельской тундры, а также за ее пределами. Частично они обнажены в центральной части Большеземельской тундры, на гряде Чернышева. Однако и здесь коренные толщи перми, подобно выходам пород остальных отделов палеозоя и мезозоя, обнажены почти исключительно в долинах больших и мелких речек. Данные бурения имеются только для небольших районов восточной полосы угленосной площади.

В таких условиях пока трудно наметить границы печорского угленосного бассейна (если понимать под ним область распространения угленосных осадков пермской системы, независимо от глубины их залегания). На северо-востоке к Печорскому угленосному бассейну можно отнести угленосные районы юго-западного и северо-восточного склона Пай-хоя. Очевидно, Пай-хой уже выходит из пределов бассейна р. Печоры.

При недостатке данных о залегании коренных пород и, главное, ввиду обширности совершенно закрытых участков, для выяснения геотектонического типа Печорского угленосного бассейна мы вынуждены широко пользоваться различными косвенными данными и методами. Таковыми являются в первую очередь: 1) сравнительный фациальный анализ разрезов палеозоя и 2) экстраполяция имеющихся данных о залегании палеозоя и мезозоя на промежуточных территориях.

Обзор литературы

А. П. Карпинский, основываясь на сведениях, впоследствии не подтвердившихся, о выходе серицитовых сланцев в Большеземельской тундре у берегов Печорского моря, говорил о глыбе или горсте Пыт-

кова Камня. С этим упором, по А. П. Карпинскому, связана большая дуга, образованная Полярным Уралом и Пай-хоем.

А. Д. Архангельский считал бассейн р. Печоры частью Восточно-Европейской платформы [1, 2]. Д. Г. Панов в статье о тектонике Арктической Евразии выделял «часть Русской платформы между Канино-Тиманскими дислокациями и Уральской складчатостью, включая сюда и Пай-хой» под названием Печорского клина. Сходные представления о «Печорской платформенной впадине», уходящей в Полярный океан, высказал Е. М. Люткевич [22].

В докладе «О тектонике Арктики» (на геолого-разведочной конференции Главсевморпути в 1935 г.) Н. С. Шатский указал, что необходимо «критически пересмотреть вопрос о существовании горста Большеземельской тундры» [44, стр. 151 — 154], но уже в 1937 г. он высказал предположение, что область между Тиманом и грядой Чернышева является продолжением Восточно-Русской синеклизы. Последняя представляет предгорную впадину или моноклиналь с уклоном к герцинской геосинклинали [45, стр. 21].

Н. Н. Тихонович считал вероятным, что в северной части Печорской низменности тектоника палеозоя может выражаться лишь пологими волнообразными складками [33]. Он основывался при этом на таких признаках, как большая мощность покрова четвертичных отложений, отсутствие выходов палеозоя в речных долинах и даже обширные размеры депрессии, ограниченной складчатыми сооружениями Северного Урала, Пай-хоя и Тимана. Но, на мой взгляд, приведенные факты трудно считать даже косвенным доказательством отсутствия в рассматриваемой области нормальных складок.

Мы видим, таким образом, что, вслед за А. П. Карпинским, А. Д. Архангельский, Д. Г. Панов и Е. М. Люткевич рассматривали Печорскую низменность как платформенное образование. К ним, в сущности, присоединяются Н. С. Шатский и Н. Н. Тихонович, хотя они и указывают на некоторые особенности в структурах этой области, отличающие ее от «типичных» платформенных образований.

Резко отличные идеи развивал М. М. Тетяев, включая бассейн р. Печоры в область развития герцинской складчатости, пределы которой он распространял от Урала до Тимана [31].

Более подробно М. М. Тетяев обосновал свои представления в выступлении по поводу доклада Н. С. Шатского на конференции Главсевморпути [30, стр. 170]. Как полагал Тетяев, «все последние данные говорят о сплошной непрерывной складчатой структуре в Печорском крае, непосредственно связывающей Тиман с Уралом» (возраст структуры, по Тетяеву, герцинский). Основной автохтонной частью уральской складчатости является именно Тимано-Пайхойская система северо-западного простирания, на которую с востока надвинута система покровов с более или менее долготным простиранием.

С. Н. Волков предполагал, что складчатый палеозойский фундамент Печорской низменности по своему тектоническому строению близок к Тиманскому кряжу. Наличие антиклинальных и синклинальных зон юго-западнее Пай-хоя допускал и А. В. Хабаков.

К. Г. Войновский-Кригер рассматривает северо-восточную часть Печорской угленосной площади как периферическую область Уральской складчатой зоны. Здесь складчатость в общем замирает по мере удаления от известных нам интенсивно-складчатых областей (т. е. от Пай-хоя, бассейна Кось-ю и Воркутского района). В северной части площади «Усинского плацдарма» есть основания ожидать развития особых куполовидных брахиантиклинальных структур, возникших, возможно, благодаря наложению друг на друга складчатости двух направлений — уральского и пайхойского.

Близкие положения развивает Г. И. Егоров, по материалам исследований в бассейне рек Аяч-яги и Сабрей-яги в 1942 г. Судя по конфигурации складок и нарушений уральского и пайхойского простираний, Г. И. Егоров допускает, что нарушения пайхойского направления смещают и следовали за нарушениями уральского направления.

Значительно больше литературных и в особенности рукописных данных имеется относительно тектоники окраин Печорской угленосной площади. Восточная полоса, совпадающая с предгорьями Урала, а на северо-востоке включаемая в пределы гряды Пай-хой, единодушно рассматривается как область развития герцинской складчатости. В некоторых новых работах указывается, что здесь проявились наиболее юные фазы герцинского тектогенеза, а на Пай-хое и альпийская складчатость.

Время складчатости А. А. Черков относил к концу верхнепермской эпохи. В. А. Варсанофьева считала, что главная фаза складчатости на Северном Урале является триасовой, поскольку самые верхние горизонты верхней перми интенсивно дислоцированы [4].

Признаки альпийской складчатости на Пай-хое находили А. В. Хабаков, С. Н. Волков и М. М. Тетяев. А. В. Хабаков указывал, что по сравнению с Уралом Пай-хой является структурой, сильнее испытывавшей более молодые движения. Основным для Пай-хоя являлся поздневарисский тектогенез, а также киммерийские движения. Эти более молодые движения, повидимому, отличают Пай-хой от Урала. Аналогичная точка зрения высказывалась С. Н. Волковым [8].

Существенные, повидимому решающие, данные о развитии альпийской складчатости на Пай-хое получены автором, который обнаружил дислоцированный верхний мел северо-западнее Карской губы [47, стр. 76; 48, стр. 84, 95].

По М. М. Тетяеву, альпийским тектогенезом вместе с Пай-хоем был охвачен и Печорский бассейн [30].

На следы альпийских движений в структурах Воркутского района впервые указал в 1936 г. Г. Н. Фредерикс. Долготную, уральского простирания, систему складок он считал герцинской, поперечную он называл пайхойской, вероятнее всего альпийской. К. Г. Войновский-Кригер отмечал преобладание пайхойского направления складчатости в структурах третьей западной полосы выделенных им тектонических областей в Воркутском районе. Он считал, что здесь имеет место наложение друг на друга двух систем складчатости, в результате чего образуются брахискладки. Согласно его представлениям, в Воркутском районе можно также найти некоторые указания на относительно большую молодость складчатости пайхойского направления.

Значительный интерес вызывает структура, выступа палеозоя в центральной части северо-востока Большеземельской тундры. Этот выступ, установленный и прослеженный в 1904, 1905, 1908 и последующие годы А. В. Журавским, Д. Д. Рудневым и Н. А. Куликом, был назван ими хребтом, или кряжем Чернышева (в честь академика Ф. Н. Чернышева). Ввиду плоского, слабо выраженного рельефа, правильнее называть его грядой Чернышева.

Еще Ф. Н. Чернышев указал, что простирание этой гряды параллельно Уралу, ядро ее будто бы сложено верхнекаменноугольными известняками, окаймленными артинскими отложениями [41, стр. 25]. Большое значение для познания структуры гряды имели исследования А. А. Чернова [34, стр. 51; 35, стр. 957; 36 и др.]. По представлениям

этого автора, «гряда Чернышева, имея складчатую основу, в целом образует горст, ограниченный и с запада и с востока колоссальными сбросами» [35, стр. 957]. Позже А. А. Чернов отмечал, что в западной части горст ограничен ступенчатыми сбросами [36]. Возраст сбросов, по А. А. Чернову, позднемезозойский. Представления А. А. Чернова разделяются В. В. Копериной [17, стр. 323].

Н. Н. Тихонович высказал сомнение о горстовой структуре гряды Чернышева [32, стр. 40]. Он признает существование восточного сброса, благодаря чему восточный блок оказался опущенным. Западной границей гряды в ее южной части является разрыв, по которому структура гряды Чернышева также относительно приподнята. В районе Тальбея, на р. Адьзве, Н. Н. Тихонович рисует разрыв северо-восточного простирания с поднятым, видимо, северо-западным крылом.

Е. В. Воинова, исследовавшая южную часть гряды, считала западную линию нарушения надвигом и даже указывала, что в бассейне р. Б. Сыни определенно намечается чешуйчатое строение [5, стр. 25].

Мало внимания уделяли гряде Чернышева авторы сводных работ и руководств по региональной тектонике. М. М. Тетяев в «Геотектонике СССР» рассматривал гряду Чернышева как антиклинальное поднятие в области развития палеозойской складчатости. Непонятным образом он объединил в один «антиклинальный массив» гряду Чернышева, Чибьюскую и Кожвинскую складки.

О тектонике соседнего Тимана имеется больше литературных данных. Еще А. П. Карпинский писал о «Горстах Тимана». По его представлениям, к додевонской орогенической фазе Тимана впоследствии присоединились уральские складки [15, стр. 178]. А. П. Карпинский определенно говорил также о доверхнесилурийской первой фазе дислокации Северного Тимана. Герцинская фаза тектогенеза на Тимане проявилась, по Карпинскому, ранее, нежели на Урале.

Д. В. Наливкин включал Тиман в зону каледонской складчатости. Основные тектонические движения на Тимане проявились, по Наливкину, перед верхнесилурийской эпохой, а также между верхним силуром и нижним девоном. Позже здесь проявилась пфальцская фаза [24].

А. Д. Архангельский не отделял Тимана от Русской платформы. В одной из последних своих статей А. Д. Архангельский, подчеркивал, что Тиман является «важнейшим структурным элементом Русской платформы». Возраст этой структуры — раннепалеозойский [2]. Н. С. Шатский считал, что история Тимана резко отличается от истории развития Урала: «Тиман представляет в основном докембрийское или нижнекембрийское образование..., осложненное очень сильными дислокациями герцинского, и, быть может, киммерийского возраста... От Уральской складчатой зоны Тиман резко отличается... отсутствием мощных свит древнего палеозоя, отсутствием нижнего девона, слабым развитием среднего девона, отсутствием, местами, отдельных горизонтов карбона, слабой степенью нарушений и т. д. По фациальным особенностям девона и карбона и по мощности осадки Тимана являются как бы переходными между осадками платформы и Уральской складчатой зоны. Его история развития имеет больше сходных черт с Русской платформой» [44, стр. 152].

Более интенсивное проявление последней фазы герцинского тектогенеза на Тимане отмечалось Е. М. Люткевичем [22]. А. А. Чернов считал, что древнейшая интенсивная фаза складчатости на Тимане относится не только к додевонскому времени, но и, во всяком случае, к доверхнесилурийскому [38, стр. 81]. Вместе с тем, А. А. Чернов отрицал для Тимана каледонский тектогенез. Последняя фаза «крупных орогенических движений» на Тимане относится к концу пермского периода. Н. Н. Тихонович также полагал, что древнейшие породы клиновидного горста Тимана были смяты раннепалеозойскими или позднепротерозойскими фазами тектогенеза [33].

Сравнительное сопоставление разрезов палеозоя

Протерозой-кембрий (?). Древнейшие отложения протерозойского или эопалеозойского возраста выходят как на Тимане, так и на Пай-хое, а также на всем протяжении Полярного Урала. Стратиграфическое расчленение этих серий еще остается делом будущего.

Нижний силур. Отсутствует на Тимане и в гряде Чернышева. Известен в ряде мест на Пай-хое и Полярном Урале. Выражен главным образом известняками и доломитами (на Пай-хое в нижних горизонтах—сланцами).

Верхний силур. В сходных карбонатных фациях известен на Тимане, в гряде Чернышева, на Полярном Урале, на Пай-хое и на о. Б. Зеленец. Песчаники и сланцы верхнего силура известны на Пай-хое, на о. Б. Зеленец и на Полярном Урале. Наибольшей мощности верхний силур, повидимому, достигает на Урале и Пай-хое. Трансгрессивное залегание верхнего силура отчетливо заметно в разрезах Тимана.

Нижний девон. В карбонатных фациях известен местами на Полярном Урале и, возможно, в гряде Чернышева, а также в некоторых областях Пай-хоя и Тимана (?). Мощность нижнего девона определяется от 850 до 30 *м* (Пай-хой, по А. К. Крыловой). На Пай-хое найдена весьма своеобразная фация углисто-кремнистых сланцев.

Средний девон. Карбонатные фации среднего девона, мощностью до 500—600 *м* или даже до 1 000 *м*, найдены в северной и в южной (?) частях гряды Чернышева, на Полярном Урале и в бассейне р. Воркуты. В области 123 листа в среднем девоне преобладают терригенные осадки, а на Тимане развиты туфогенные породы. Терригенные и туфогенные породы преобладают в разрезе среднего девона в бассейне р. Силовы и на Пай-хое. Эйфельский ярус местами, возможно, выпадает.

Верхний девон. Выражен менее разнообразными фациями. Ближе всего сходны друг с другом разрезы Полярного Урала, бассейна р. Воркуты, р. Кары, гряды Чернышева, района Хайпудырской губы и северо-западного Пай-хоя. В них преобладают или исключительно развиты известняки и доломиты. В верхах среднего девона и в нижних слоях верхнего девона Тимана известны покровы диабазов. В центральном и южном Пай-хое и бассейне р. Силовы распространены глинистые и серицитовые сланцы. Мощность верхнего девона определяется в 550—1 200 *м* (максимальная цифра — для Тимана). Фация доманика широко известна на Тимане и установлена в гряде Чернышева, но не найдена в Полярном Урале. Сильная битуминозность характерна для верхнего девона на Тимане (где известен ряд промышленных месторождений нефти), а также на Кожве, в гряде Чернышева и в значительно меньшей степени — для верхнего девона Хайпудыры, р. Кары и Полярного Урала. Своеобразна фация гипсоносных слоев фаменского яруса Тимана.

Нижний карбон. Турнейский ярус. По фациальному составу более постоянен, нежели свиты девона. Преобладающая фация темных известняков установлена в ряде районов Полярного Урала, в Кожвинской складке, в гряде Чернышева, в районе Хайпудыры и на Пай-хое (в северо-западной оконечности). На Тимане турне отсутствует (раз-

мыт?). Своеобразно алатауская фация турне в районе 123 листа. Мощность 160—400 *м*; в северной части гряды Чернышева—около 50 *м*.

Визейский ярус. Известен во всех районах. Нижняя его зона (семинуловая), в типичной для Среднего Урала угленосной фации, найдена в области 123 листа, но даже здесь она непостоянна по мощности (от 370 до 25 *м*, мощность убывает с юга на север). В бассейне р. Кось-ю (Полярный Урал) развита своеобразная рудоносная фация. На юго-восточном Тимане угленосная фация визе замещена нефтеносными песками. На р. Б. Кожве семинуловая зона отсутствует (в основании визе залегает известняковый конгломерат).

На о. Б. Зеленец имеется 4-метровый слой черных глин. В некоторых разрезах гряды Чернышева, Пай-хоя и Полярного Урала в основании верхнего визе (дибунофилловой зоны) терригенные отложения совершенно отсутствуют. Лишь местами здесь встречаются темные известняки (р. Сабрей-яга, по Г. И. Егорову).

Дибунофилловая зона визе обычно представлена сравнительно однообразной толщей известняков с *Gigantella, Striatifera* и т. д. Мощность от 175 до 1 200 *м* (?). В юго-западной части Пай-хоя развиты кремнисто-глинистые сланцы.

Намюрский ярус. Достаточно определенно известен лишь в южной части гряды Чернышева и, повидимому, имеется в некоторых разрезах Полярного Урала и Пай-хоя; возможно, что во многих местах эти слои были уничтожены последующим размывом.

Средний карбон. Известен на Тимане, в некоторых районах Полярного Урала (123 лист), по р. Воркуте, в гряде Чернышева и на Пай-хое Мощность его сильно изменчива, обычно не более нескольких десятков метров.

Верхний карбон. Известен на Тимане, в отдельных районах Полярного Урала (р. Кожим и др.), в гряде Чернышева—как к северу, так и к югу от р. Усы, и на Пай-хое (побережье Баренцова моря), а также в бассейне р. Воркуты (?). Выражен известняками. Мощность его измеряется немногими десятками метров, но в гряде Чернышева, по реке Шарь-ю, определена в 235 *м* (рис. 1).

Нижняя пермь. Артинский ярус. Фация известняков с брахиоподами и мшанками известна на Тимане (123 лист), в гряде Чернышева—в бассейне р. Б. Сыни, по р. Шарь-ю, р. Заостренной и к северу от р. Усы. Мощность этого нижнего горизонта не больше 100 *м*.

К востоку от гряды Чернышева, в основании артинского яруса, развит трансгрессивно залегающий маломощный мергелистый горизонт со своеобразной, нередко богатой, фауной кораллов, брахиопод, мшанок и т. д. Серия перемежающихся алевролитов, песчаников, известняков и аргиллитов составляет большую часть артинского яруса на Полярном Урале (в Воркутском районе), в бассейне р. Силовы, на Пай-хое и в гряде Чернышева. Мощность серии обычно 1 000—1 700 *м*, местами до 2 000 *м*, редко меньше 1 000 *м*.

Несколько отличны разрезы артинского яруса 123 листа в бассейне р. Б. Сыни. В более северных районах гряды Чернышева появляются красноцветные аргиллиты. На Тимане артинские отложения имеют небольшую мощность и резко отличны от остальных районов.

Кунгурский ярус. Представлен почти совместно (исключая 123 лист и Тиман) угленосной толщей. Распределение мощностей, в общем, такое же, как и в артинском ярусе. Обычная мощность 1 200—1 800 *м*, в 123 листе падает до 300—400 *м*, а в бассейне р. Хальмер-ю увеличивается до 2 800 *м*.

Верхняя пермь. Казанский ярус. Выражен более разнообразными фациями, нежели нижняя пермь. Мощное накопление конгломератов отличает бассейны рек Силовы и Воркуты. Более чем полуторакилометровая толща песчаников и аргиллитов известна в бассейне

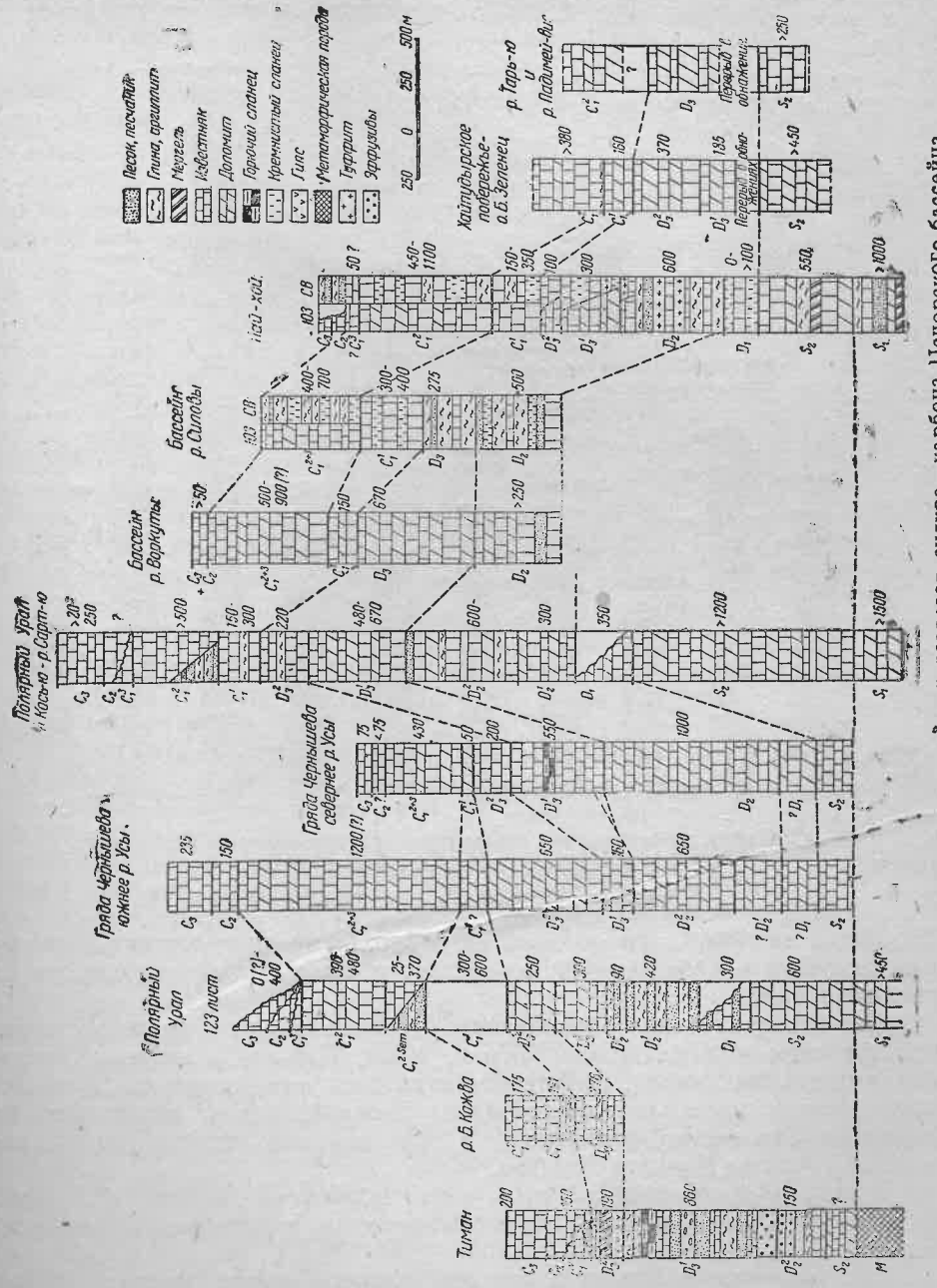


Рис. 1. Схема сопоставления главнейших разрезов силура—карбона Печорского бассейна

р. Каратаихи. Столь же своеобразны разрезы казанского яруса в северной и южной частях гряды Чернышева, 123 листе, бассейне р. Кось-ю. Резко отлична верхняя пермь Тимана.

Татарский ярус. Самые верхи перми (и низы триаса?) в 123 листе, в гряде Чернышева, на р. Силове и в бассейне р. Каратаихи представлены, как правило, слабо литифицированными и полого дислоциро-

ванными толщами. Исключением является разрез по р. Силове. Локально разрезы довольно значительно отличаются.

Какие же выводы геотектонического характера можно сделать из сопоставления разрезов палеозоя Печорской угленосной площади? (рис. 2).

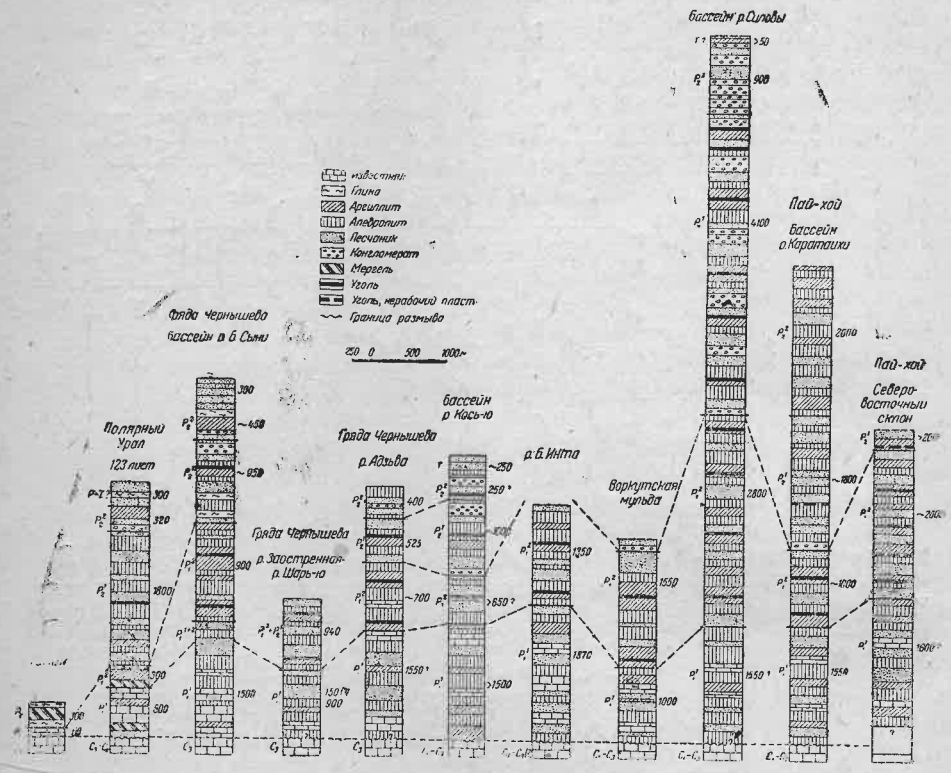


Рис. 2. Схема сопоставления главнейших разрезов перми Печорского угленосного бассейна

Легко заметить, что ни один из разрезов не принадлежит к типичным разрезам платформы—ни по составу и степени литификации, ни по мощности пород.

Нижнепалеозойские образования (древнее силура), представленные метаморфическими сланцами (Тиман, Урал, Пай-хой), являются отложениями геосинклинали, испытавшими интенсивный тектогенез. Верхний силур всюду довольно однообразен. Нижний девон отсутствует не только на Тимане, но, вероятно, и в ряде районов типичной геосинклинальной области Урала и Пай-хоя.

В районе Хайпудырской губы и на островах Б. Зеленец и Долгий, по данным Г. А. Чернова, вероятен перерыв в основании верхнего девона.

Эпейрогенные поднятия в течение нижнего девона, видимо, носили широкий региональный характер, будучи особенно устойчивыми на западе (на Тимане). Этот геоантиклинальный режим господствовал здесь до наступления живетского века. Геосинклинальная обстановка не была устойчивой и в остальной области, о чем свидетельствует пестрота разреза низов среднего девона, частое выпадение эйфельского яруса (?), эпизодическое появление континентальных фаций (Пай-хой), уменьшенные мощности осадков. Эффузивная деятельность в девоне сближает Тиман с Пай-хоем и даже с Новой Землей, где найдены покровы диабаза в основании верхнего девона (по Б. В. Милорадовичу).

Наибольшая мощность верхнего девона и развитие нефтеносных фаций доманика на Тимане характеризуют эту область в верхнедевонскую эпоху как краевую зону геосинклинали. Значительна мощность фаменского яруса на р. Кожве (где франский ярус не вскрыт) и верхнего девона в целом на Пай-хое.

В течение турнейского века на западе происходило довольно устойчивое поднятие. Турнейские отложения отсутствуют на Тимане, сильно сокращена их мощность в гряде Чернышева (50 *м*).

Угленосная фация низов визейского яруса, столь характерная для Уральской геосинклинали, в пределах Среднего и частью Северного Урала, севернее 123 листа отсутствует. Однообразны разрезы известняковой толщи визе, отвечающей дибунофилловой зоне. В распределении мощностей этой зоны, всегда более или менее значительных, нет определенной закономерности. Лишь в разрезе Кожвы, по данным К. Г. Войновского-Кригер, эта мощность более умеренна (175 *м*). Однако, судя по спискам фауны, здесь отсутствует вся зона *Seminula* и, повидимому, подзона D_1 зоны *Dibunophyllum*. В визейских известняках окраинных районов бассейна—на Тимане и в районе Хайпудырской губы—найдены асфальтиты. Намюрский век, московская и уральская эпохи, по имеющимся данным, характеризуются неустойчивым режимом дна. Мощности разрезов малы. Некоторые фации обладают поразительным однообразием (например, фация с фауной кёжим-теровейского типа). Этот комплекс в сходных фациях установлен в нескольких пунктах Полярного Урала, в северной части гряды Чернышева, в бассейне р. Воркуты и на побережье Баренцова моря (мыс Тумбе-сале на Югорском полуострове).

В течение намюрского века, московской и уральской эпох значительные участки дна бассейна поднимались выше линии накопления осадков—базиса действия волн (по В. В. Белоусову), попадая в зону подводного либо даже наземного размыва. Широкое распространение имели явления переотложения осадков. Об этом, в частности, свидетельствует распространение известняковых брекчий и нахождение, видимо, переотложенных фораминиферовых фаун в осадках более молодого возраста (московского комплекса в отложениях уральского отдела и нижней перми).

Геотектонический режим территории Печорского бассейна, Пай-хоя и западного склона Полярного Урала в течение каменноугольного периода—с начала намюрского века или московской эпохи отнюдь не типичен для геосинклинали.

Впрочем, по В. В. Белоусову, соответствующие условия свойственны определенному этапу развития геосинклинального режима.

В течение верхнего силура, девона и карбона (в карбоне — исключая Тиман) рассматриваемое пространство представляет, в существенных чертах, единое геотектоническое целое. Значительная мощность осадков, резкое преобладание карбонатных фаций, отсутствие интрузий и весьма слабое развитие эффузивов, а также наличие ряда перерывов в седиментации говорят в пользу положения в периферической зоне геосинклинальной области. С начала карбона и, в особенности, с артинского века, условия седиментации на Тимане резко отличаются от условий остальной части территории, что, очевидно, указывает на существенные отличия в тектоническом развитии этих областей. Эпоха

истории Тимана, в течение которой его развитие приближалось к типичному геосинклинальному, может считаться законченной.

Необходимо отметить своеобразие разрезов палеозоя (в частности девона) и некоторое отличие геологической истории Тимана и в предшествующие эпохи. Для Тимана характерно большое число длительных перерывов седиментации в нижнем палеозое (трансгрессивное залегание верхнего силура на метаморфических сланцах), в нижнем девоне, в эйфельском и в турнейском веке. Все эти перерывы, за исключением, может быть, первого, отражались, хотя и не так отчетливо, в геологической истории остальных областей Печорского бассейна и смежных районов.

Судя по умеренным мощностям нижнепермских осадков в 123 листе, и этот район не находился в пределах геосинклинальной зоны пермского периода. Граница этой зоны проходила тогда непосредственно к северу от 123 листа, возможно, протягиваясь с юго-востока на северо-запад. К северу и северо-востоку от 123 листа происходило накопление мощной, по преимуществу терригенной, толщи осадков. Судя по составу и мощностям пластов, в процессе образования этой толщи происходило равномерное опускание всей области седиментации (с колебательными движениями на общем фоне погружения).

В кунгурский век седиментация в кратковременные моменты стала опережать погружение, на что указывает появление континентальных угленосных фаций. Для верхней перми характерно обилие грубокластического материала, который, вероятно, был принесен быстрыми реками и отложен в предгорных озерах или на морском дне. Быстрый и неравномерный подъем горного хребта в большей или меньшей близости к области отложения мог обусловить пестроту и непостоянство разрезов верхней перми. В конце верхнепермской эпохи и, возможно, в начале триаса, принос обломочных масс в бассейнах суши замедлился. Во время замедленного приноса кластического материала здесь отлагались глины, представляющие в ряде районов преобладающий тип осадков.

Здесь необходимо отметить и некоторые общие отличия разрезов палеозоя Пай-хоя. Наиболее отчетливо они сказываются в разрезе нижнего силура, в преобладающих фациях девона, нижнего карбона, в найденных здесь породах мела. По сравнению с центральной и восточной полосой Урала, на Пай-хое очень слаба эффузивная и интрузивная деятельность.

Разрез палеозоя Пай-хоя в целом сближает его с западным склоном Урала и частично с той его более восточной полосой, где формировались некоторые фации переходного от Елецкого к Лемвинскому «комплексу» типа (по терминологии К. Г. Войновского-Кригера).

Краткий обзор распределения мощностей осадков

Для силура данных недостаточно. Мощности девона, наибольшие в южных районах— на Тимане, в гряде Чернышева, на Полярном Урале (включая 123 лист), значительно меньше в остальных районах (на Воркуте ?, в бассейне р. Силовы, на Пай-хое, на Хайпудырском побережье по рекам Тарь-ю и Падимей-вис).

Мощности карбона в общем однообразны и лишь на Тимане резко сокращены. В эпоху нижней перми районами максимального осадконакопления, видимо, являлись бассейн р. Силовы и районы Приуралья (исключая 123 лист), Пай-хой, северная часть гряды Чернышева и Воркутский район. Следует отметить недостаточную точность цифр, которые даются для мощностей свит нижней перми в большинстве районов. Значительно меньше мощность нижнепермских толщ в 123 листе. Промежуточное место занимает южная часть гряды Чернышева. Весьма любопытно, что мощность нижнепермских слоев в гряде Чернышева увеличивается к северу. Мощность нижней, как и верхней перми, на Тимане является наименьшей.

Для отдельных членов разреза нижней перми устанавливаются интересные детали географического распределения мощностей. Мощность артинских отложений Воркутской синклинали уменьшается по сравнению с Елецким приуральским районом, приблизительно от 1 500 до 1 000 *м*, мощность одной из характерных пачек кунгурского яруса (толща R) соответственно убывает от 580 до 420 *м*. Заметно, хотя и немного, уменьшается мощность некоторых пачек кунгурского яруса (Воркутской свиты) с востока на запад в крыльях Воркутской синклинали.

В верхней перми диапазон колебаний мощности гораздо шире. Максимальные мощности верхней перми указываются в бассейне р. Силовы и в бассейне р. Каратаихи. Значительно меньше мощности верхней перми в остальных районах, хотя нигде они не определены с достаточной точностью.

Степень литификации пород верхней перми в верхних ее горизонтах уменьшается. Она также падает по направлению с северо-востока на юго-запад. В нижней перми встречаются исключительно каменные угли. С востока на запад и с севера на юг, как правило, замечается ослабление степени карбонизации углей, притом не только при переходе от Пай-хоя к Уралу, но и дальше. Первая закономерность отмечалась Г. Н. Пономаревым [29, стр. 95]; мною она указывалась в отношении северо-восточной части бассейна [48, стр. 72, 73]. В последнее время этот вопрос более подробно разработан Г. А. Ивановым и Л. И. Сарбеевой, которые отмечают зональность в распространении углей различных степеней карбонизации [12].

Угли казанского яруса верхней перми также, видимо, повсеместно каменные.

Обзор структур

В мою задачу не входит рассмотрение всех структур, различаемых на периферии Печорского бассейна. Остановлюсь подробнее на структурах мало изученной гряды Чернышева, далеко уходящей в центральную закрытую область Печорского бассейна, и охарактеризую также тектонику пограничного района между Уралом и Пай-хоем (поскольку его изучение проливает свет на взаимоотношения герцинского и более позднего цикла тектогенеза).

Складчатая основа Тимана общеизвестна. Однако складкообразовательные движения в этой области не отличались своей интенсивностью. Установлен доверхнесилурийская (по Д. В. Наливкину—каледонская) и позднегерцинская фазы тектогенеза. Возможна альпийская фаза, как полагал еще А. П. Павлов.

Интенсивны пликативные формы дислокаций Урала, напряженность которых в общем ослабевает по мере приближения к Печорскому угленосному бассейну. Палеозойские, в частности пермские, свиты, автохтонно залегающие на западном склоне Урала, местами перекрыты шарьированным аллохтонным комплексом (по К. Г. Войновскому-Кри-

геру). Основная фаза тектогенеза на западном склоне Урала по времени не древнее позднегерцинской. Простирание складок и основных линий разрывов—северо-восточное.

Простирание пород и структур Пай-хоя северо-западное, секущее почти под прямым углом уральское. В целом Пай-хой представляет собой сложную антиклиналь или антиклинорий с рядом разрывов. Их направление следует основному простиранию складок.

Уже А. В. Хабаков и С. Н. Волков приходили к выводу о самостоятельности Пайхойской структуры в отношении Уральской. Пайхойский антиклинорий при приближении к Уралу погружается. Отдельные свиты в бассейне р. Кары периклинально замыкаются. По данным моих маршрутов в междуречье Силовы—Кары (1941 г.), область наиболее глубокого погружения Пайхойского антиклинория пересекается р. Силовой. На дальнейшем протяжении в юго-восточном направлении ось антиклинория снова вздымается, и на поверхность выступают девонские свиты. Пайхойское простирание свит и пластов резко господствует вплоть до р. Кары и р. Нярмы. Подъем оси антиклинория Пайхоя к юго-востоку от р. Силовы при приближении к Уралу, возможно, указывает на структурную связь Пай-хоя и Полярного Урала.

В полосе западнее линии надвига (по р. Каре) простирания пород девона испытывают резкие колебания. Здесь фиксируются уральские и пайхойские направления простираний. В северном направлении, при приближении к р. Нярме начинают решительно преобладать пайхойские простирания. Довольно многочисленные разрывы следуют двум направлениям складок — уральскому и пайхойскому. Меридиональные (уральские) разрывы, видимо, смещены северо-западными разрывами (что указывает на относительно большую древность первых). Таким образом, устанавливается, что уральское направление складчатости в бассейне р. Кары (исключая верховья ее правых притоков) довольно резко сменяется пайхойским. Непостоянство простираний в пограничной области указывает на то, что более молодые движения, создавшие структуры и разрывы пайхойского простирания, переработали уральские складчатые формы. Они не смогли, однако, полностью изменить в этой области план строения, выработанный предшествующим тектогенезом.

Сопряжение складок и разрывов уральского и пайхойского направлений отчетливо выражено в пределах наиболее детально изученного Воркутского района.

К вопросу о геологическом возрасте тектонических движений, обусловивших обе системы складок и разрывов, мы вернемся в дальнейшем.

Дислоцированный палеозой на островах Б. Зеленец и Долгий, а также на побережье Хайпудырской губы изучался Г. А. Черновым. Здесь установлены моноклинальные складки или крылья складок с довольно крутым падением пород на северо-восток (25—55°). Простирание пород на побережье и на островах не совпадает. Продолжение моноклинали Хайпудырской губы, видимо, лежит на юго-запад от простирания моноклинали островов Б. Зеленец и Долгий.

Не подлежит сомнению интенсивная дислоцированность палеозоя на реках Тарь-ю и Падимей-вис (притоках р. Каратаихи).

Гряда Чернышева, по А. А. Чернову, представляет собой горст, в западной части усложненный ступенчатыми сбросами. По моим представлениям, эта структура более сложна. Прежде всего замечу, что орографически гряда выражена крайне слабо. Если рассматривать по существу не рельеф гряды, а структуру, для которой удобно сохранить то же название, можно четко наметить ее восточную границу по так называемому Адакскому сбросу. Значительно менее отчетлива западная граница структуры; ее можно провести по линиям разрывов в Тальбее на Адьзве и в бассейне р. Б. Сыни.

На юге гряда Чернышева сливается с Уральской складчатой системой. В южной части гряда Чернышева значительно расширяется. Маршрутом 1943 г. в верховьях рек Кына-ю и Б. Сыр-яги мной установлены круто, почти вертикально, падающие на восток свиты палеозоя (от девона до перми).

Эта полоса уходит далеко на восток от ранее известных выходов палеозоя на той же широте.

Гряда Чернышева, видимо состоит из нескольких довольно крупных антиклинальных и синклинальных складок, которые прослеживаются на десятки километров. Складки сложены комплексом свит от верхнего силура до верхней перми. Их крылья, как правило, с крутым падением, нередко даже с вертикальным наклоном пластов. К северу крутизна крыльев несколько уменьшается, но вплоть до северных границ обнаженной и прослеженной части структуры гряды Чернышева (реки Пымва-шор и Нядейта—притоки Адьзвы) констатируются складки с падением пластов до 50°.

Крупнейший разрыв — Адакский сброс (или взброс) — прослеживается от верхнего течения р. Кось-ю до рек Усы и Лёк-Роговой.

Сбросовый характер разрыва доказывается его прямолинейностью, вероятной связью с ними излияний базальтов р. Лёк-Роговой, а также наблюдаемым стыком свит. Амплитуда сброса весьма значительна. Если не допускать резко несогласного залегания плешшорской и нечинской свит (выступающих западнее сброса) на среднем палеозое, с выпадением ряда мощных свит, амплитуда сброса определится цифрой более, чем 3,5 *км*. Но, как будет показано в дальнейшем, я считаю более чем вероятным трансгрессивное залегание нечинской и плешшорской свит на палеозое. В связи с этим амплитуда разрыва должна уменьшиться, но все же остается весьма значительной.

Также несомненен сброс в районе Тальбея, где приходят в соприкосновение верхи верхней перми (с востока) с низами нижней перми (на западе). Данное соотношение не согласуется с представлением о горстовом характере поднятия гряды Чернышева.

Очевидно, гряда Чернышева лежит в блоке, поднятом относительно восточной ее окраины, от которой она отделена Адакским сбросом, но сама опущена на широте Адьзвы (по отношению к западному блоку).

Южнее р. Усы и по западной окраине структуры гряды Чернышева намечается разрыв, по которому гряда относительно приподнята. В бассейне р. Б. Сыни средний палеозой гряды Чернышева, по наблюдениям Е. В. Воиновой, надвинут на пермские отложения. Соотношения гряды Чернышева с ограничивающим ее с запада блоком показывают, что гряда испытала сложные диференциальные, очевидно разновременные, движения. Не подлежит, во всяком случае, сомнению, что рассматриваемая структура представляет собой блок, вырезанный из складчатого палеозойского фундамента и, в общем, относительно приподнятый.

Лишь литологические особенности пород (их большая устойчивость), представляющих подстилающие пермь отделы палеозоя, объясняют тот факт, что коренные породы гряды Чернышева оказались, хотя бы по отдельным разрезам, отпрепарированными агентами денудации. Сняв покров четвертичных отложений, мы могли бы увидеть гораздо более эффектно выраженную в рельефе гряду, приподнятую над окружающей ее депрессией, которая сложена пермскими отложениями.

Вопрос о возрасте пограничных сбросов может быть решен лишь

приблизительно. Очевидно, сбросы существовали в сантоне, если относить к этому времени излияния базальтов. На р. Адьзве мною установлен интрузивный характер контакта базальта с породами верхней юры. Естественно думать, что базальты излились в сантоне (по аналогии со временем выброса вулканогенных продуктов в районе Карской губы). Нижним пределом возможного возраста сбросов, очевидно, являются верхи перми (или даже низы триаса?), поскольку породы этого возраста слагают опущенное крыло Адакского сброса. Ввиду громадной амплитуды сбросов, наиболее вероятно, что движение блоков по сбрасывателю происходило в течение длительного промежутка времени. Движение, возможно, чередовалось с периодами покоя и многократно возобновлялось. Вероятно, ограниченная разрывами полоса представляет в общей складчатой структуре прилегающих частей бассейна антиклинальную зону.

На р. Б. Кожве вскрыта асимметричная и разорванная антиклинальная складка. Восточное крыло имеет падение 9—10°, западное—около 15°, редко до 23°. По Н. М. Ледневу, складка представляет собой «типичную надвиговую структуру». Надвинуто восточное крыло. Амплитуда вертикального перемещения определяется не менее, чем в 500 м.

Геотектоническая характеристика Печорского угленосного бассейна

В результате сопоставления разрезов палеозоя Печорского бассейна и прилегающих районов мы пришли к выводу о геосинклинальном режиме осадконакопления по всей этой области (в течение палеозоя). Уже одно это заключение делает более чем вероятной принадлежность Печорского бассейна к складчатой зоне. Приведенные данные о структурах палеозоя всех обнаженных районов и участков полностью подкрепляют этот вывод. Нельзя, однако, не отметить и того обстоятельства, что, по данным пересечения складчатых структур Урала и Пай-хоя, становится несомненной тенденция к выполаживанию складок и упрощению структур в центральной области бассейна.

Эта тенденция, впрочем, устанавливается главным образом по мере движения на запад, по наблюдениям над тектоникой все более высоколежащих (в стратиграфическом разрезе) свит палеозоя. Тем не менее, все известные выходы палеозоя (исключая, может быть, самые верхи перми) на площади бассейна более или менее интенсивно дислоцированы; очень редко указываются углы падения пород меньше 20°.

Будет нелишним упомянуть о вскрытых буровой скважиной на ст. Кочмес нижнепермских отложениях, залегающих под весьма крутым углом падения. Интенсивно дислоцирован палеозой по рекам Тарь-ю и Падимей-вис.

Обращаясь к тектонике закрытых площадей, следует принять во внимание нарушения верхней юры по р. Адьзве, складки в некоторых из выходов верхнего мела в бассейне р. Усы, нарушения сантонских слоев на Карском побережье Пай-хоя и пр. Полоса интенсивно дислоцированного палеозоя гряды Чернышева в типично полярноуральском, по фациальному типу, разрезе является еще одним аргументом, доказывающим складчатую структуру всей северо-восточной части Большеземельской тундры.

Выходы дислоцированного среднего палеозоя по р. Б. Кожве позволяют, с другой стороны, предполагать продолжение указанной дислоцированной области и на юго-запад от гряды Чернышева, по крайней мере до среднего течения р. Печоры. Здесь же я условно провожу и западную границу Печорского угленосного бассейна. Следует заметить, что, по данным своих исследований в бассейне р. Печоры, Н. М. Ледневу предполагал продолжение полосы складок кожва-каменского типа в северо-западном направлении от последней.

Мы приходим, таким образом, к выводу, что вся территория Печорского бассейна совпадает с областью геосинклинальной складчатой зоны. Геологическая история и тектонические движения последней должны быть тесно связаны и с геологическими процессами, обусловившими возможность накопления растительных остатков и их превращение в ископаемый уголь. Иными словами, пермские отложения Печоры заключают угленосный каменноугольный бассейн геосинклинального типа, по терминологии Г. А. Иванова. Этот вывод имеет чрезвычайно существенное значение для перспектив распространения угленосности (рис. 3).

Если, таким образом, я считаю несомненным смятие в складки свит палеозоя на территории Печорского бассейна, то не следует думать, что в центральной его области они не уступают по сложности складкам, развитым на восточной и северо-восточной его окраине. Представляется более вероятным преобладающее распространение здесь пологих мягких складок.

В антиклинальных зонах не исключена возможность выхода на поверхность (под четвертичными отложениями) свит среднего палеозоя. Шансы обнаружить крупные антиклинальные зоны здесь, впрочем, невелики, так как мощные толщи известняков, подобно гряде Чернышева, должны были бы обнажиться в этом случае благодаря речной эрозии и денудации.

По мнению А. В. Хабакова и Г. А. Чернова, полоса палеозоя Хайпудырской губы (Синькин нос), вероятно, протягивается к гряде Чернышева. Хотя при значительном повороте простирания антиклинальная зона гряды Чернышева и может быть протянута до Хайпудырской губы (если иметь в виду складчатую основу палеозоя Большеземельской тундры в целом), подобная возможность не слишком вероятна. Очевидно, на этом пространстве палеозойские толщи сложены в значительное количество складок.

Соотношение взаимно перпендикулярных уральских и пайхойских структур (в связи с развитием в северо-восточной части Большеземельской тундры структур пайхойского простирания) заставляет считать возможность постепенного поворота указанной структуры еще менее вероятной.

Фазы тектогенеза

В течение девона и силура складкообразовательных движений на территории Печорского бассейна не происходило. Отсутствие в ряде разрезов нижнего девона и реже эйфельского яруса, сокращенная мощность турне, выпадение намюра, среднего карбона или верхнего карбона и залегание перми на различных горизонтах карбона объясняются эпейрогенными поднятиями дна. Угловых несогласий ни в одном из разрезов не наблюдалось.

Отложение пермских осадков, по крайней мере вплоть до наступления татарского века, видимо, не прерывалось на длительный срок. Первый перерыв седиментации регионального распространения намечается, предположительно, в основании татарского яруса. К этому моменту в восточной части бассейна, в районе р. Силовы, приурочены излияния базальтов.

Еще восточнее в это время продолжает подниматься высокогорный Урал. Бурные горные реки переносят колоссальное количество крупнообломочных галечников, откладывая их в водоемах на предгорной равнине, и частью, возможно, выносят их в море.

Наряду с быстрым поднятием горного хребта происходит глубокое опускание прилегающих с запада низменых пространств. Положение

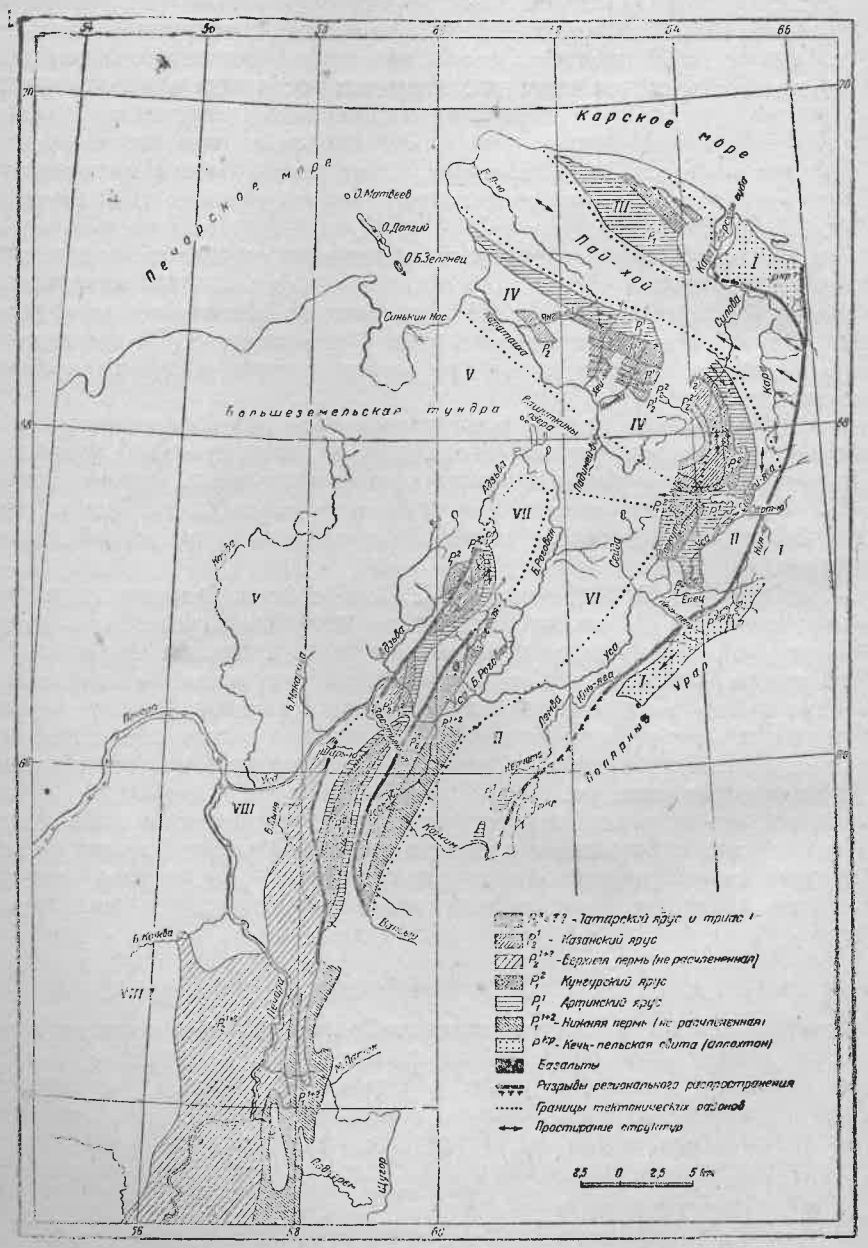


Рис. 3. Схема тектонического районирования Печорского угленосного бассейна. Составил О. Л. Эйнор

I—аллохтон западного склона Полярного Урала; *II*—Приуральская полоса; *III*—Восточно-Пайхойский район; *IV*—Каратаихский район; *V*—область герцинско-альпийской ослабленной складчатости; *VI*—Косью-Роговская депрессия; *VII*—поднятие гряды Чернышева; *VIII*—Припечорский район пологих структур

береговой линии является крайне неустойчивым. В это время происходит отложение мощной серии крупногалечных конгломератов тальмаюской свиты.

Заманчиво предположить, что резкому подъему хребта в татарский век и сопровождавшему его опусканию сопредельной области седиментации предшествовал пароксизм складкообразовательных движений. С ним, повидимому, связана и эффузивная деятельность, установления в бассейне р. Силовы.

Еще более вероятна фаза тектогенеза перед отложением крайне слабо дислоцированных толщ плешшорских песчаников, косослоистой толщи р. Силовы, бурой толщи р. Б. Сыни, отличающихся от подстилающих пород также и слабой степенью литификации. Их возраст, возможно, является уже триасовым. В таком случае фаза тектогенеза приходится приблизительно на рубеж перми и триаса. Для Печорского бассейна и для западного склона Полярного Урала она является основной.

Не подлежит сомнению угловое несогласие в основании верхнеюрских отложений, слабее, нежели пермь, дислоцированных и литифицированных и залегающих на различных горизонтах палеозоя. Очевидно и это несогласие является результатом пермо-триасовой или более поздних мезозойских фаз тектогенеза.

Верхний мел (сантон) в многочисленных выходах бассейна р. Усы залегает, как правило, горизонтально и лишь редко образует складки с наклоном крыльев до 20°, и даже, по наблюдениям С. А. Голубева (в одном случае), до 45°. С другой стороны, несомненна дислоцированность нижнего сантона к северу от Карской губы, на Пай-хое [47, 48]. К этому же веку относится вулканическая деятельность в области Карской губы и, вероятно, в бассейне рек Адьзвы и Лёк-Роговой. Таким образом, не подлежит сомнению проявление, видимо, последней в Печорском бассейне тектонической фазы мезозойского цикла не ранее сантона, вероятно в самом сантоне. Она проявилась на Пай-хое и, повидимому, в северной части Большеземельской тундры, включая бассейн р. Адьзвы. Локальная складчатость верхнего мела р. Усы является отзвуком более интенсивной складчатости в северных районах. Вероятна связь с ней вулканической деятельности (Пай-хой, р. Адьзва).

Такие факты, как резкое несоответствие простираний Пайхойской и Уральской складчатых систем и их самостоятельность, развитие в пограничной области складок с взаимно перпендикулярными осями (например, Воркутская синклиналь и Воркутская антиклиналь), наличие здесь двух систем разрывов надвигового типа и параллельного им кливажа («экзокливажа», по Г. А. Иванову), без сомнения, нельзя объяснить воздействием лишь одной фазы тектогенеза.

Если рассматривать осадки среднего и верхнего палеозоя Пай-хоя, нельзя не отметить их, в общем, большей дислоцированности по сравнению с доступной наблюдению Приуральской полосой автохтонно залегающего палеозоя. Можно установить и больший метаморфизм осадков соответствующего возраста. В частности, угли Пай-хоя метаморфизованы вплоть до антрацитов, в то время как на западном склоне Урала таких углей нет.

Таким образом, следует заключить, что верхнепалеозойские отложения, включая верхнюю пермь Пай-хоя, испытали воздействие, по крайней мере, двух фаз тектогенеза. Поскольку первая относится приблизительно к рубежу перми и триаса, вторая является мезозойской. Резкие отличия простирания складок и разрывов, сформировавшихся

в результате этих фаз, не позволяют считать вероятным подчинение обеих фаз одному циклу тектогенеза.

Неясным является вопрос о простирании складок палеозоя на Пай-хое, образованных первой фазой тектогенеза, одновозрастной с основной фазой западного склона Урала. Возможно, что, как и в более южных районах (бассейн рек Силовы и Кары), складки простирались в меридиональном и северо-северо-восточном направлениях, и лишь последующая фаза полностью переработала их, придав им современное—«пайхойское»—простирание.

Датировать более точно возраст второй фазы тектогенеза Пай-хоя мы не можем. Необходимо только заметить, что она является бесспорно «пайхойской» по простиранию складчатости. Возможно, что это и есть сантонская фаза (менее вероятно — более поздняя), установленная вполне определенно. С другой стороны, последняя не отличается особой интенсивностью и, видимо, не связана с периодом геосинклинального режима седиментации, как правило, непосредственно предшествующего складчатости в областях ее развития.

Таким образом, нельзя считать исключенным, что вторая фаза тектогенеза на Пай-хое относится к более ранней эпохе мезозоя.

Пай-хой, как складчатая система, представляет результат суммарного воздействия, по крайней мере, двух (или трех) фаз тектогенеза, из которых первая проявилась не ранее самого конца перми. В формировании структур пайхойского простирания мезозойская складчатость играла, нам кажется, крупную или даже главенствующую роль (если пермо-триасовая фаза на Пай-хое смяла палеозой в складки уральского простирания). К этим структурам принадлежат Пай-хой, Каратаихская синклиналь, Воркутская антиклиналь.

Тектоническое районирование

В пределах Печорского угленосного бассейна возможно наметить несколько районов установленного и вероятного распространения пермских отложений, обладающих целым рядом структурных особенностей.

1. Аллохтон западного склона Полярного Урала. Пермские отложения представлены Кечь-пельской свитой, резко отличающейся по степени метаморфизма и интенсивности тектоники от перми Печорского бассейна в собственном смысле слова. Распространение охватывает бассейны рек Лемвы и Ельца, а также, вероятно, побережье Карского моря между Константиновым Камнем и Карской губой. Угленосность либо отсутствует, либо не имеет практического значения.

2. Приуральская полоса протягивается вдоль западного склона Полярного Урала. Границы ее условны. С частью этой полосы в широких пределах Воркутского района приблизительно совпадают вторая и третья полосы, по номенклатуре К. Г. Войновского-Кригера [7]. Для Приуральской полосы характерно уральское простирание складок, участие в их формировании главным образом средне- и верхнепалеозойского комплекса (исключая верхнюю пермь). Пермские толщи часто образуют, в особенности в северной части протяжения полосы, мелкие складки. Крылья складок лишь редко пологие. Полоса протягивается от верховьев рек Кары и Усы, по левобережью Усы (южнее Ельца) к верховьям р. Кось-ю—гряде Чернышева.

Полоса частью закрыта меловыми отложениями, местами ее, видимо, перекрывает Лемвинский аллохтонный комплекс.

Здесь возможно выделить западную подзону, характеризующуюся, на примере Воркутской мульды, более пологими крыльями крупных складок. На севере, в пределах Приуральской полосы, расположены Верхне-Сыр-Ягинское месторождение тощих углей и Елецкое месторождение углей типа К—ПС. Западная подзона Приуральской полосы содержит известное Воркутское месторождение углей типа ПЖ. В южной части Приуральской полосы находятся месторождения газовых и длиннопламенных углей.

3. В районе северо-восточного Пай-хоя (бассейн рек Таб-ю, Лиуряги и Талаты) пермские отложения смяты в целую серию мелких складок пайхойского (северо-западного) простирания.

4. Район р. Каратаихи совпадает с площадью, занимаемой обширной и, очевидно, сложной синклинальной складкой пайхойского простирания. По северо-восточному крылу складки расположены месторождения тощих углей (и частью полуантрацитов) правых притоков р. Каратаихи. В области замыкания складки, на юго-востоке, находятся месторождения верхне- и нижнепермских каменных углей бассейна р. Силовы. Повидимому, на юго-западном крыле складки лежат выходы палеозоя о. Б. Зеленец и побережья Хайпудырской губы. Положение того же крыла близ замыкания складки на юго-востоке фиксируется Воркутской антиклиналью.

Каратаихская синклиналь, вероятно, осложнена второстепенными поднятиями, частью брахиантиклинального типа.

5. Область герцинско-альпийской ослабленной складчатости примыкает с юго-запада к территории Каратаихской синклинали, а с юго-востока и юга граничит с Воркутской мульдой (отделяющей ее от Приуральской полосы), Косью-Роговской депрессией и грядой Чернышева. На северо-востоке она включает условно юго-западное крыло антиклинали, ограничивающее Каратаихскую синклиналь. Границы области с запада и юго-запада неизвестны. Возможно, что она простирается до верховьев р. Колвы или даже еще далее в том же направлении. Простирание развитых здесь складок не должно обладать устойчивостью. Вероятно преобладание складок пайхойского простирания и развитие брахискладчатости. Формы складок, как правило, мягкие. Структурные особенности этой области привлекают к ней наибольший интерес с точки зрения перспектив нахождения промышленных месторождений нефти.

6. Косью-Роговская депрессия на северо-западе ограничена Адакским сбросом, на юго-востоке — Приуральской полосой, на северо-западе сливается с областью герцинско-альпийской ослабленной складчатости. На юге она имеет форму клина.

Часть площади депрессии, охватываемая бассейном р. Кось-ю, рассматривается А. А. Черновым как грабен [34]. Здесь не подлежит сомнению более или менее глубокое погружение верхнего палеозоя (имеются в виду горизонты, подстилающие верхи перми (?) и плешшорскую толщу). Широко развит меловой покров. Однако обширные размеры рассматриваемой области погружения, условно называемой «депрессией», и неясность характера ее границ на юго-востоке, не позволяют называть депрессию с полной определенностью грабеном. Опускание всего блока, очевидно, началось в мезозое, ранее сантона, но уже, вероятно, в меловое время. Верхнеюрских морских осадков, развитых к западу от Адакского сброса, в пределах депрессии мы нигде не находим. Сантон здесь непосредственно залегает на палеозое. В пределах депрессии известны месторождения углей марки Г+D (Неча—Кожим—Инта).

7. Поднятие гряды Чернышева было подробно охарактеризовано выше. В целом эта структура, вероятно, представляет собой антиклино-

рий, на востоке оборванный сбросом. Взаимоотношения с блоком, ограничивающим «гряду Чернышева» на западе, более сложны. На юге она надвинута на лежащую к западу пермь. На севере, напротив, относительно опущена. Простирание складок гряды Чернышева меридиональное и северо-северо-восточное. Залежи каменного угля здесь подчинены слоям нижней и верхней перми.

8. Припечорский район пологих структур протягивается приблизительно от правобережья нижнего течения р. Адьзвы до границ 123 листа. Распространены главным образом верхнепермские и триасовые (?) отложения, частично угленосные.

9. Западная, вероятно обширная, часть Печорского угленосного бассейна полностью скрыта под мощным покровом четвертичных отложений, что лишает нас возможности наметить здесь какие бы то ни было структурные единицы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельский А. Д., Шатский Н. С., Меннер В. В., Павловский Е. В., Херасков Н. П. и др. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. 1937.

2. Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая структура СССР. М.—Л., 1941.

3. Бархатова В. П. Новые данные о стратиграфии верхнего палеозоя Северного Тимана. ДАН, т. XXXII, № 9, 1941.

4. Варсанофьева В. А. Выступление в прениях по докладу О. С. Вялова «Мезозойская складчатость в Азии». Труды МГК, XVII сессия, 1937, т. II, 1940.

5. Воинова Е. В. Геологические исследования в Печорском крае в бассейне р. Б. Сыня-ю. Труды ВСЕГЕИ, вып. 69, 1932.

6. Воинова Е. В. К стратиграфии пермских отложений бассейна р. Б. Сыня-ю (Печорский край) Зап. минерал. о-ва, т. 64, № 2, 1935.

7. Войновский-Кригер К. Г. Геология Воркутского каменноугольного месторождения в свете работ последних лет и перспективы северо-восточной части Большеземельской тундры. Труды 1-й геол. конференции Коми АССР. 1943.

8. Волков С. Н. Новые данные по геологии западного сектора Советской Арктики за 1935—1937 гг. «Проблемы Арктики» № 3, 4, 1938.

9. Волков Н. и Яцюк П. В. Геологический очерк Полярного Урала. Труды Аркт. Ин-та, т. 87, 1937.

10. Журавский А. В. О западе Большой Земли. Труды С.—Пб. об-ва естествоисп., т. XXXV, отдел зоологии и физики. 1905, стр. 65—95.

11. Журавский А. В. Результаты исследований «Приполярного Запечорья» в 1907—1908 гг. Изв. Русского географ. о-ва, т. 45, вып. 1, 1909.

12. Иванов Г. А. и Сарбеева Л. И. Тощие и коксовые угли Печорского бассейна в общем зональном распределении его углей по марочному составу. Труды 1-й геол. конференции Коми АССР, 1943.

13. Иорданский Н. Н. О перерыве между каменноугольными и пермскими отложениями в пределах Пай-хоя. Бюлл. МОИП, т. XII, № 1, 1934.

14. Иорданский Н. Н. и Чернов Г. А. Маршрутные геологические исследования в бассейне Верхней Усы (Полярный Урал) летом 1930 г. ВГРО. мат. ЦНИГРИ, серия регион. геол. и гидрогеол., сб. 1, 1933.

15. Карпинский А. П. К тектонике Европейской России. Изд. АН, 1919 (изд. АН, 1939).

16. Карпинский А. П. Очерк физико-географических условий Европейской России в минувшие геологические периоды. Зап. АН, LX, 8, 1887 (изд. АН, 1939).

17. Коперина В. В. Отчет о геологической съемке верхнего течения р. Адьзвы и р. Хайпудыры в 1932 г. «Землеведение», т. 35, вып. 4, 1933.

18. Коперина В. В. Геологические исследования в районе рек Б. Хы-яги и Юр-яги, правых притоков р. Каратаихи. Труды Полярной комиссии АН, вып. 26, М.—Л., 1936.

19. Кулик Н. А. Поездка в Большеземельскую тундру летом 1910 г. Труды о-ва землевед. при И. С. Пб. Университете, т. III, 1914, стр. 78—98.

20. Кулик Н. А. Предварительный отчет о поездке в Большеземельскую тундру летом 1910 г. Зап. минерал. о-ва, ч. 51. вып. 1, 1913, стр. 1—56.

21. Крылова А. К. К стратиграфии среднего и верхнего палеозоя юго-западного Пай-хоя. Зап. Всер. минерал. о-ва, ч. 69, вып. 2—3. 1940.

22. Люткевич Е. М. Геология архипелага Каменных островов Карского моря и их положение в структуре Таймырской складчатости. «Проблемы Арктики» № 4, 1940.

23. Милорадович Б. В. Материалы к изучению девонских отложений Новой Земли. Бюлл. МОИП, т. XVIII (3—4), 1940.

24. Наливкин Д. В. Геологические районы СССР. «Пробл. сов. геол.» № 1, 1933.

25. Павлов А. П. Новые данные о тектонике Притиманской части Печорского края. Ежегодн. по геологии России, т. IX, вып. 1—3, 1904.

26. Панов Д. Г. Основные черты тектоники Арктической Евразии. «Пробл. сов. геол.» № 3, 1935.

27. Пономарев Т. Н. Минеральное топливо севера Европейской части СССР. Труды ЦНИГРИ, вып. 46, Л., 1936.

28. Пономарев Т. Н. Геологический очерк Воркутского угленосного района Северной области. Труды ЦНИГРИ, вып. 109, Л., 1938.

29. Пономарев Т. Н. Геологический очерк Интовского угленосного района Печорского округа Коми АССР. Труды ЦНИГРИ, вып. 115, 1939.

30. Тетяев М. М. О тектонике Арктики. Труды 1-й геол.-разв. конф. ГУСМП, сборник «Геология и полезные ископаемые Арктики», 1935.

31. Тетяев М. М. Геотектоника СССР, 1938.

32. Тихонович Н. Н. Результаты геологических работ в Ухто-Печорском районе и на о-ве Вайгаче. Доклад в Госплане СССР, изд. Ухто-Печорского треста, 1933.

33. Тихонович Н. Н. Структурные черты Тимано-Уральской нефтеносной провинции. «Сов. геол.» № 1, 1941.

34. Чернов А. А. Угленосные районы бассейна р. Кось-ю в Печорском крае по исследованиям 1924 г. Мат. по общ. и прикл. геологии, вып. 119, Геол. ком., Л., 1925.

35. Чернов А. А. Геологическое строение бассейна р. Кось-ю в Печорском крае. Изв. Геол. ком., т. XLVI. № 8, 1929.

36. Чернов А. А. Стратиграфия и тектоника угленосного района р. Адьзвы в Печорском крае по исследованиям 1929 г. Изв. ВГРО, вып. 70, 1932, стр. 1040—1051.

37. Чернов А. А. Геологические исследования 1933 г. в юго-западной части Пай-хоя. Труды Полярной комиссии АН, вып. 26, М.—Л., 1936.

38. Чернов А. А. и Чернов Г. А. Геологическое строение бассейна р. Кось-ю в Печорском крае. Изд. АН СССР, 1940.

39. Чернов Г. А. Геологические исследования в районе р. Нямды, правого притока Каратаихи. Труды Полярной комиссии АН, вып. 26, М.—Л., 1936.

40. Чернов Г. А. История палеозойской геосинклинали на западном склоне Полярного Урала. Бюлл. МОИП, т. XV, № 2. 1937.

41. Чернышев Ф. Н. О результатах обработки материалов, собранных в Большеземельской тундре. Зап. минерал. о-ва, 2-я серия, часть 45, 1907.

42. Чернышев Ф. Н. Новые данные по геологии Большеземельской тундры. Изв. АН. № 8, стр. 205, 1927.

Чернышев Ф. Н. Историческая геология. Девон. 1925.

44. Шатский Н. С. О тектонике Арктики. Сборник «Геология и полезные ископаемые севера СССР», изд. Главсевморпути, 1935.

45. Шатский Н. С. О тектонике Восточно-Европейской платформы. Бюлл. МОИП, № 1, 1937.

46. Шмелев Н. В. Геологические исследования в районе рек Ярей-ю и Нямды в 1942 г. Труды 1-й геол. конференции Коми АССР, 1943.

47. Эйнор О. Л. Дислоцированный верхний мел на Пай-хое. «Сов. геол.» № 5—6, 1940.

. Эйнор О. Угленосный район северо-восточного Пай-хоя. Труды ГГУ Главсевморпути, т. 8, 1941.

Послерудная тектоника хромитовых залежей Урала и ее значение для разведки последних

П. М. Татаринов

Введение

Начиная с конца 1933 г. и по настоящее время, территориальными геологическими управлениями Комитета по делам геологии при СНК СССР и трестом Союзхромит, с целью разрешения проблемы обеспечения хромитовым сырьем качественной металлургии, были выполнены в значительном объеме поисковые и разведочные работы в разных районах Союза, главным же образом на Урале, причем консультация почти всех этих работ осуществлялась автором этой статьи. Поиски привели в 1937 г. к открытию в пределах Актюбинской области, Казахской ССР, весьма крупного Южно-Кемпирсайского хромитоносного района, многочисленные мощные залежи которого сложены хромитовыми рудами исключительно высокого качества. Благодаря этому открытию СССР обладает в настоящее время такой же мощной сырьевой базой по высокосортным хромитам для ферросплавов, какой он обладал по низкосортному хромитовому сырью для других отраслей промышленности.

Разведка Южно-Кемпирсайских месторождений производится в настоящее время. Между тем, опыт разведочных работ на хромит, проведенных в период с 1933 по 1940 г., убедительно показывает, что при осуществлении этих работ до сих пор геологу-разведчику приходится испытывать значительные трудности методического характера. Эти трудности обусловлены сложной морфологией хромитовых залежей, являющихся к тому же зачастую «слепыми», не выходящими на дневную поверхность. Дело в том, что простая, вообще говоря, форма залежей хромита (в большинстве случаев жило- или линзообразная) почти всегда в той или иной мере, а иногда и весьма значительно усложнена проявлениями послерудной тектоники. Для некоторых весьма ценных месторождений—Южно-Кемпирсайских, Алапаевских, Монетной Дачи и др.—морфология рудных тел, в сущности говоря, целиком определяется послерудной тектоникой. Естественно, что и методика разведки таких залежей тоже в весьма сильной степени зависит от характера проявлений послерудной тектоники.

Учитывая все сказанное выше, мы решили обобщить материалы, собранные в течение многолетних консультационных поездок на все эксплоатируемые и разведывавшиеся месторождения хромитов на Урале, и дать в этой статье сжатую характеристику проявлений послерудной

тектоники в хромитовых залежах Урала. До настоящего времени этот вопрос в советской геологической литературе рассматривается только в двух статьях: И. А. Зимина [4] для Сарановского месторождения и П. М. Татаринова и Г. М. Красновского [6] для Алапаевского месторождения хромитов на Урале. Значение же его для геологов-разведчиков хромитовых месторождений и для рудничных геологов весьма велико.

Мы не будем касаться в этой статье явлений дорудной и рудной тектоники [7] хромитовых месторождений, так как рассмотрение этих вопросов, имеющих весьма важное значение для поисков хромитовых залежей, должно явиться темой специального исследования.

I. Форма, текстура, условия залегания рудных тел и их генезис

Почти все промышленно-ценные залежи хромитов на Урале имеют жило-или линзообразную форму, в той или иной степени нарушенную послерудными тектоническими проявлениями.

Размеры такого рода залежей бывают весьма различны: длина их колеблется от 450—800 *м* (залежь Алмаз-Жемчужина Южно-Кемпирсайского и Главная залежь Сарановского месторождений) до 20—30 *м* (Норские залежи Алапаевского месторождения). Обычно мощность даже крупных залежей колеблется в пределах 5—10 *м*, хотя некоторые рудные тела Южно-Кемпирсайского месторождения имеют мощность от 30 до 80 *м*, но иногда мощность некоторых залежей, даже имеющих весьма значительную длину, не превышает 0,6—3 *м* (залежи Гладкий Камень и Норские Алапаевского месторождения, Песчанские залежи Верхне-Уфалейского месторождения и др.). Размеры рудных тел по падению также весьма различны, и если некоторые из них выклиниваются на глубине 20—25 *м* (Кундыбай, Норские), то другие прослежены разведочными работами до глубины 80—150 *м* от поверхности, не обнаруживая еще заметного уменьшения мощности (Главная залежь Сарановского месторождения и др.).

Мощность жило- и линзообразных рудных тел изменяется иногда по простиранию и по падению, и рудные тела обнаруживают раздувы и пережимы, но подобные изменения мощности редко бывают значительными и не особенно характерны для хромитовых залежей.

Углы падения рудных тел в общем довольно широко варьируют, но в большинстве случаев наблюдается крутое падение (от 50 до 90°).

Довольно широко распространено склонение линзообразных рудных тел (Гологорка, Халилово и др.), причем в одном и том же месторождении все рудные тела обнаруживают обычно то более крутое, то более пологое склонение в одном и том же направлении. Рудные тела линзообразной формы обнаруживают иногда ныряние или скатывание.

Иногда рудные залежи не имеют непосредственного выхода на дневную поверхность и оказываются слепыми (залежи 30[а] Верблюжьегорского, Геофизические I и II Южно-Кемпирсайского месторождений и др.). В некоторых случаях слепыми оказываются лишь части рудных тел, что объясняется крутым углом склонения их (Гологорка).

В любом промышленном месторождении уральских хромитов жило- и линзообразные рудные тела имеют какое-либо одно (реже два) господствующее простирание; так, например, для рудных тел Южно-Кемпирсайского и Верблюжьегорского месторождений характерно меридиональное простирание, для Верхне-Уфалейского северо-западное, для Алапаевского северо-восточное и меридиональное. Азимут падения рудных тел одного и того же месторождения, имеющих одинаковое простирание, тоже обычно одинаков. Несомненно, что это явление, равно как и однообразное для одного и того же месторождения направление склонения рудных тел, находится в прямой зависимости от первичных структурных особенностей вмещающих рудные тела массивов ультраосновных пород, т. е. от элементов трещинной прототектоники этих массивов.

Руды, слагающие залежи, имеют как однородное, так и неоднородное строение. Руды однородного строения бывают: а) сплошные или массивные и б) вкрапленные.

Сплошные или массивные руды характеризуются зернистой (преимущественно мелко- и среднезернистой, редко крупнозернистой) текстурой; они редко бывают сложены исключительно одними зернами хромшпинелида. Обычно в них всегда содержится небольшое количество серпентина, хлорита, карбонатов, уваровита и других нерудных минералов.

Иногда в зоне латеритного выветривания гипербазитовых массивов, а также вдоль смесителей в рудных телах сплошные руды приобретают порошковатую (землистую) или сажистую текстуру.

Текстура однородных вкрапленных руд тоже зернистая; в зависимости от размеров и формы рудных выделений различают «маковые», «гороховые», «бобовые» или «нодулярные» руды.

В зависимости от насыщенности вкрапленных руд зернами хромшпинелида различают густые вкрапленники (50—70% зерен хромшпинелида), средние (30—50% зерен) и редкие, или убогие (10—30% зерен) вкрапленники. Руды неоднородного строения, или такситовые, характеризуются такситовыми текстурами: атакситовой, полосчато-такситовой (или полосчатой) и брекчиевидно-такситовой (или брекчиевидной). Руды с атакситовой или пятнистой текстурой состоят из неправильно перемежающихся участков руды и пустой породы или, что наблюдается чаще, участков вкрапленных и сплошных руд. Полосчатая текстура представлена обычно чередованием полос вкрапленных руд с полосами пустой породы. Сравнительно редко встречающиеся руды брекчиевидной текстуры сложены кусками боковой породы (дунита) угловатой или закругленной формы, сцементированными либо сплошными выделениями хромшпинелидов, либо вкрапленной массой.

Следует заметить, что промышленно-ценные залежи хромитов сложены обычно рудами однородного строения—сплошными или вкрапленными.

В промышленно-ценных месторождениях хромитов на Урале контакты рудных тел с боковыми породами резкие, даже в тех случаях, когда рудные тела сложены вкрапленными рудами. Иногда периферические части рудных тел, сложенных сплошными рудами, представлены вкрапленниками, но последние резко граничат с боковыми породами (Алапаевск, Южный Кемпирсай и др.). Ультраосновные породы—дуниты и перидотиты — около рудных тел подвергаются гидротермальному изменению, причем универсальным типом такого изменения является серпентинизация. Иногда боковые породы смяты (Алапаевск); в некоторых случаях они отальк ованы и хлоритизированы, и тогда около рудных тел возникает оторочка из тальково-хлоритовой или хлоритовой породы (Гологорка, Алапаевск, Верблюжка); еще реже состав гидротермальной оторочки усложняется (с одновременным увеличением ее мощности); она сложена последовательно хлоритовой, вермикулитовой и хлорито-вермикулито-серпентиновой породами (некоторые залежи Верблюжьегорского месторождения).

Хромитовые рудные тела большинства промышленных месторождений Урала пересечены дайками пород комагматичной гипербазитам жильной свиты. Эти дайки, иногда довольно многочисленные, имеют мощность от нескольких сантиметров до нескольких метров; сложены они дунитами, диоритовыми порфиритами, пироксенитами (Монетная Дача) микродиоритами, габбро, пироксенитами (Аккарга), микрогаббро, пироксенитами (Южный Кемпирсай), а также метаморфическими производными этих пород—гранатовыми породами. Габбро и пироксениты этих даек имеют очень часто (Алапаевск, Монетная Дача, Аккарга) пегматитовидную текстуру, представляя собой, очевидно, пегматитовые образования габбро-перидотитовой магмы материнских для хромитовых залежей интрузий.

По своему генезису все промышленно-ценные залежи хромитов на Урале относятся к магматическим месторождениям, возникшим в позднемагматическую стадию формирования вмещающих их ультраосновных массивов, т. е. являются месторождениями гистеромагматическими. Жило-и линзообразная форма залежей (типичная для эпигенетических месторождений), резкие контакты рудных тел с боковыми породами, кристаллизация хромшпинелида из рудного расплава одновременно или даже несколько позже оливина, наличие в телах большинства хромитовых залежей так называемых «минералов-минерализаторов» (уваровит, перовскит, хромдиопсид, хромвезувиан, хромтурмалин и т. п.)—все эти признаки не позволяют относить эти залежи к сегрегационным, как это сделал в конце прошлого столетия Фогт. Такие факты, как более раннее возникновение залежей хромитов, нежели даек пегматитовидных габбро и пироксенитов, являющихся пегматитовыми образованиями ультраосновной магмы и рассекающих рудные тела, проявление пневматолито-гидротермальных минералов—уваровита, хромвезувиана, хромдиопсида, хромтурмалина, хромхлоритов, серпентина и других—по трещинкам в рудных телах в виде прожилков, в виде друзовых образований в полых трещинах или в виде выполнений миаролитовых пустот, явления гидротермального метаморфизма хромшпинелидов слагающих рудные тела,—ясно указывают на возникновение хромитовых залежей ранее пегматито-пневматолитовой и, тем более, гидротермальной фаз формирования массивов гипербазитов.

II. Послерудная тектоника хромитовых залежей и связь ее с прототектоникой гипербазитовых массивов

Практика изучения и разведки хромитовых месторождений Урала показывает, что в большинстве из них и во всех промышленно-ценных нет ни одной залежи хромита, которая, независимо от ее размеров, не была бы в той или иной степени затронута тектоническими подвижками. В тех случаях, когда исследования прежних лет [8] характеризовали строение месторождения как группу мелких гнездообразных тел хромита, имеющих «плеядное» расположение, всегда оказывалось, при надлежащем подходе к изучению месторождения и при учете явлений послерудной тектоники, что рудные залежи в этих месторождениях представлены в действительности более или менее крупными линзо- или жилообразными телами, разобщенными на отдельные блоки послерудными тектоническими нарушениями. Последние проявляются в виде сбросов и взбросов, реже в виде сдвигов и надвигов. Тектонические нарушения наблюдаются поперечные, ориентированные примерно вкрест

простирания рудных залежей, диагональные и продольные, т. е. идущие по простиранию залежей. Наиболее доступными для изучения и лучше изученными являются нарушения первых двух типов; тектонические подвижки по простиранию рудных тел, как трудно поддающиеся изучению, остаются обычно весьма мало освещенными. Между тем, роль продольных нарушений для некоторых месторождений весьма велика (Южный Кемпирсай) или значительна (Уфалей). Для большинства же месторождений создается впечатление о подчиненной роли этих нарушений в сравнении с поперечными и диагональными.

Амплитуды смещений в горизонтальном и вертикальном направлениях обычно примерно одинаковы и в подавляющем большинстве случаев—незначительны и не превышают мощности рудных тел. Однако констатированы смещения, амплитуды которых достигают 30 (Алапаевск, Сараны), 50 (Верблюжьи Горы) и даже более метров (Южный Кемпирсай).

Относительный возраст различно ориентированных послерудных тектонических нарушений, повидимому, различен для различных месторождений; это обусловлено главным образом тем обстоятельством, что по одним и тем же трещинам подвижки рудных тел возобновлялись несколько раз. Возраст послерудных тектонических нарушений по отношению к времени внедрения дайковых пород комагматичной гипербазитам жильной свиты преимущественно более молодой, так как дайки этих пород, секущие рудные тела, подвергаются смещениям, наряду с последними, и являются зачастую даже своеобразными «маркирующими горизонтами» для определения амплитуды послерудных смещений (Алапаевск, Аккарга и другие месторождения). Однако иногда главные послерудные нарушения предшествуют внедрению пород жильной свиты, и тогда эти породы инъецируют в рудные тела по сбросовым трещинам (Сараны, Южный Кемпирсай и др.). Что же касается возраста послерудных нарушений в хромитовых залежах Урала, то до последних лет мы были склонны отождествлять его с временем внедрения интрузий гипербазитов, вмещающих то или иное месторождение. Большинство же хромитоносных габбро-перидотитовых массивов Урала, как известно, имеет варисцийский возраст; возраст некоторых из этих интрузий—Сарановской, Белорецких (массивы Крака), Кемпирсайской—в последние годы определяется как каледонский, но не бесспорно, так как, по мнению ряда геологов, и эти интрузии являются варисцийскими.

Однако наши наблюдения на залежи Спорное Южно-Кемпирсайского месторождения показывают, что тектонические нарушения, смещающие это рудное тело, затрагивают и боковые породы, представленные нонтронитизированными серпентинитами: в зоне нонтронитов появляются эффектные зеркала скольжения. Поскольку нонтронитизация серпентинитов Южно-Кемпирсайского массива была обусловлена латеритным выветриванием последних, имевшим место в период от перми до юры (что принимается всеми исследователями), можно полагать, что некоторые из послерудных нарушений в Южно-Кемпирсайском массиве имели альпийский (в широком смысле этого понятия) возраст. Высказанное предположение подтверждается для этого месторождения еще и тем, что верхнемеловые образования, покрывающие массив гипербазитов и связанные с ним рудные залежи, подверглись сбросам, простирание которых совпадает с простиранием господствующих в этом массиве послерудных смещений.

Тектонические трещины в рудном теле часто бывают выполнены брекчией, состоящей из кусков хромита в цементе из уваровита, карбонатов, хлорита и серпофита. Здесь же обычно концентрируются в зна-

чительном количестве многие из сопровождающих рудные залежи пневматолитических и гидротермальных минералов. Иногда вдоль трещины сместителя во вмещающих рудные тела гипербазитах можно наблюдать затащенные куски и глыбы хромита, позволяющие определить направление перемещения и облегчающие поиски смещенной части рудного тела (месторождения Верблюжьегорское и Монетной Дачи, см. рис. 4). У сместителей залежи обнаруживают иногда сглаженные и загнутые углы, подгибы рудного тела, по которым удается тоже определить направление перемещения сброшенного бока.

Рудное тело около тектонических трещин обнаруживает многочисленные и очень часто прекрасно выраженные зеркала скольжения с различно ориентированными штрихами; иногда вдоль тектонических трещин развиты сажистые (порошковатые) руды. Вдоль этих трещин руды хромитовых залежей в более значительной степени метаморфизованы и представлены (Алапаевск) более низкосортными разностями, характеризующимися пониженным содержанием Cr_2O_3 и повышенным—SiO_2 и Al_2O_3. В тех случаях, когда рудные блоки имеют с вмещающими породами тектонические, а не естественные контакты, наблюдается заметное увеличение мощности гидротермальной (хлоритовой, серпофитовой) оторочки около рудных тел.

Тектонические трещины прослеживаются довольно хорошо в рудном теле на секущих его жильных породах и иногда во вмещающих породах в непосредственной близости от рудного тела, когда по этим трещинам наблюдаются затащенные обломки руды или когда вдоль них вмещающие породы милонитизированы. Вообще же во вмещающих породах тектонические трещины, даже тогда, когда они выполнены гидротермальными образованиями (главным образом серпофитом), прослеживаются с большим трудом, а часто и вовсе ускользают от наблюдений. Но и в рудных телах более или менее отчетливо прослеживаются наиболее молодые сместители. Что же касается более древних тектонических трещин, даже ориентированных вкрест или косо простирания залежей, то они и внутри рудных тел прослеживаются зачастую с большим трудом, фиксируясь главным образом зеркалами скольжений и уступообразными контактами отдельных рудных блоков между собой. Брекчии и гидротермальные образования по этим трещинам наблюдаются реже и выражены, во всяком случае, значительно менее отчетливо. В поверхностных (дезинтегрированных) частях месторождений очень часто даже наиболее молодые тектонические нарушения поддаются наблюдению с трудом.

Обычно хромитовые залежи Урала разбиты на отдельные блоки серией сместителей одного и того же простирания, т. е. примерно параллельных друг другу; падают сместители одного и того же простирания либо однообразно (залежь Алмаз Южно-Кемпирсайского месторождения—меридиональные сместители), либо под разными азимутами (та же залежь—северо-западные сместители).

Довольно часто, наряду с главными сместителями, более или менее значительной амплитуды, наблюдаются сопряженные сместители, не прослеживающиеся за плоскость главного сместителя; амплитуда их выводится из амплитуды и элементов залегания главного сместителя. Система таких сопряженных малоамплитудных сместителей создает явления так называемой «блоковой тектоники» многих залежей (Алапаевск, Верблюжьи Горы, Аккарга и другие месторождения). Простирание и падение сместителей во многих случаях изменяется даже на небольших расстояниях: смещения происходят по криволинейным плоскостям (залежь 4 Аккаргинского месторождения).

Нередко встречающиеся тектонические нарушения типа пологих сбросов, взбросов и небольших надвигов приводят к тому, что верхние части хромитовых залежей представляют собой иногда слабо сцементированные тектонические развалы, в значительной степени затронутые процессами выветривания. Это явление может привести, с одной стороны, к преувеличенному представлению о мощности рудного тела (некоторые из залежей Аккарги), а с другой стороны,—к неправильному заключению о быстром выклинивании рудного тела по падению, в то время как оно представляет собой лишь оторванный тектонический блок более или менее мощного тела, остальные блоки которого являются слепыми (некоторые залежи Верблюжьегорского месторождения).

Изучение структуры рудных полей некоторых достаточно детально изученных и эксплоатируемых месторождений (Алапаевского и Сарановского) показывает, что господствующие направления послерудных тектонических нарушений соответствуют направлениям основных элементов прототектоники массивов гипербазитов, вмещающих эти месторождения. Указанное явление изучено в настоящее время, к сожалению, недостаточно, но оно позволяет нам притти к заключению, что послерудными нарушениями использованы прототектонические ослабленные зоны, причем, как уже указывалось, по одним и тем же трещинам имели место неоднократные тектонические подвижки.

Следует подчеркнуть, что хромитовые рудные тела всех месторождений Урала в послерудной тектонике участвуют согласно с вмещающими их ультраосновными породами.

III. Послерудная тектоника главнейших месторождений хромита на Урале

Мы рассмотрим послерудную тектонику восьми месторождений, эксплоатируемых и разведываемых в настоящее время, для которых она наиболее хорошо изучена.

1. Сарановское месторождение

Геологическое описание этого крупнейшего в Союзе месторождения низкосортных хромитовых руд, довольно хорошо изученного и разведанного, дано в нескольких статьях И. А. Зимина [2, 3, 4]; в последних из этих статей рассматривается тектоника месторождения. На основании данных И. А. Зимина и наших собственных наблюдений, проявления послерудной тектоники на Сарановском месторождении рисуются в следующем виде:

Сарановский массив ультраосновных пород представляет собой дайкообразное тело, залегающее в толще кембро-силурийских зеленых филлитов, собранных в веерообразные складки. На современной поверхности он представлен двумя небольшими выходами (массивами)—северным и южным, разобщенными (по простиранию) промежутком несколько более одного километра, сложенным породами сланцевой толши S_1—Cm. Возможно, что Сарановская дайка гипербазитов является апофизой более крупного массива этих пород, залегающего на более или менее значительной глубине.

Больший интерес представляет северный выход, заключающий Главное Сарановское месторождение. Его длина около 1,9 *км*, мощность от 80 до 250 *м*, простирание в среднем 350°, залегание—согласное с вмещающими сланцами. Сложен этот выход, как и южный, серпентинизированными перидотитами — гарцбургитами. Последние пред-

ставлены двумя структурными разновидностями (гипидиоморфнозернистой и пойкилитовой) и характеризуются псевдослоистым строением, которое выражается в перемежаемости полос перидотита с гипидиоморфно-зернистой и с пойкилитовой структурой, с одной стороны, и перидотитов с хромитовыми шлирами—с другой. В 15—20 *м* от восточного контакта северного массива параллельно контакту залегает Главное хромитовое месторождение, представленное тремя параллельными жилообразными телами. Элементы залегания этих рудных тел согласны с псевдослоистостью и с элементами залегания массива. Размеры рудных тел по простиранию достигают 760—820 *м*. Мощность западного рудного тела в среднем равна 4,3 *м*, центрального—9,2 *м* и восточного—2,5 *м*; по падению рудные тела разведаны до глубины 150 *м*, причем мощность их на этой глубине не уменьшается.

Рудные тела сложены в основном сплошными рудами; центральное тело имеет резкие границы с боковыми породами и почти вовсе не содержит вкрапленных руд; в западном же теле переход от руды к боковым породам постепенный и руды в значительной мере представлены вкрапленниками.

Рудные тела пересечены многочисленными дайками габбро-диабазов, метаморфизованных в зеленокаменные породы («заслонки» — по терминологии горнорабочих). По данным И. А. Зимина [4] «в постмагматической тектонике хромитовые тела и рудоносные породы участвуют согласно. Сместители и жильная свита в серпентинитах подчинены системе трещин диагональных D и отчасти поперечных Q, согласно квалификации Клооса». В развитии постмагматической тектоники на Сарановском месторождении намечаются две стадии: более раняя характеризуется сбросовым характером подвижек, вторая—глыбово-надвиговым характером смещений. Амплитуда первого рода смещений определяется, повидимому, десятками метров, тогда как глыбово-надвиговые подвижки, наиболее распространенные на месторождении, имеют амплитуду в единицах метров, не превышающую 2—3 десятков метров. Повидимому, сбросовые смещения предшествовали внедрению жильных пород (габбро-диабазов), в то время как подвижки глыбово-надвигового характера имели место в более позднее время. Сбросы, предшествовавшие внедрению жильных пород, имеют северо-восточное простирание.

Один из них, имеющий значительную амплитуду, разделяет Главное месторождение на северную и южную части; он произошел, повидимому, по почти вертикальной трещине, выполненной наиболее мощной (из всех даек, секущих рудные тела) дайкой габбро-диабаза. Повидимому, часть месторождения севернее этой дайки погружена по сравнению с южной частью месторождения. В северной оконечности месторождения точно установлен сброс тоже почти по вертикальной трещине, имеющей азимут СВ 65°. Сброшенная более северная часть погружена настолько, что западное рудное тело оказалось в этом месте «слепым», т. е. не выходящим на дневную поверхность.

Однако морфология рудных тел изменена и определяется главным образом более поздними, чем жильная свита, сбросовыми смещениями, которые И. А. Зимин называет «глыбово-надвиговыми» подвижками.

Целой серией сместителей этого рода рудные тела разорваны на параллелепипедальные блоки размером от 4—8 до 80 *м*. Амплитуда относительных смещений отдельных блоков колеблется от 0,5 *м* (и менее) до 20—30 *м*. Величина горизонтальной составляющей смещений часто преобладает над величиной вертикальной составляющей.

Резко преобладают сместители северо-восточного простирания; в большинстве случаев они падают на северо-запад, гораздо реже — на

юго-восток; углы падения варьируют в пределах 45—90°, редко наблюдается более пологое падение (35—40°). Значительно реже встречаются сместители близкого к широтному простирания, еще реже — северо-западного, а также сместители по простиранию рудного тела.

Простирание большинства «заслонок» (даек) диабазов тоже северо-восточное, падение крутое на север. Иногда рудные тела смещены по трещинам, выполненным диабазами «заслонок».

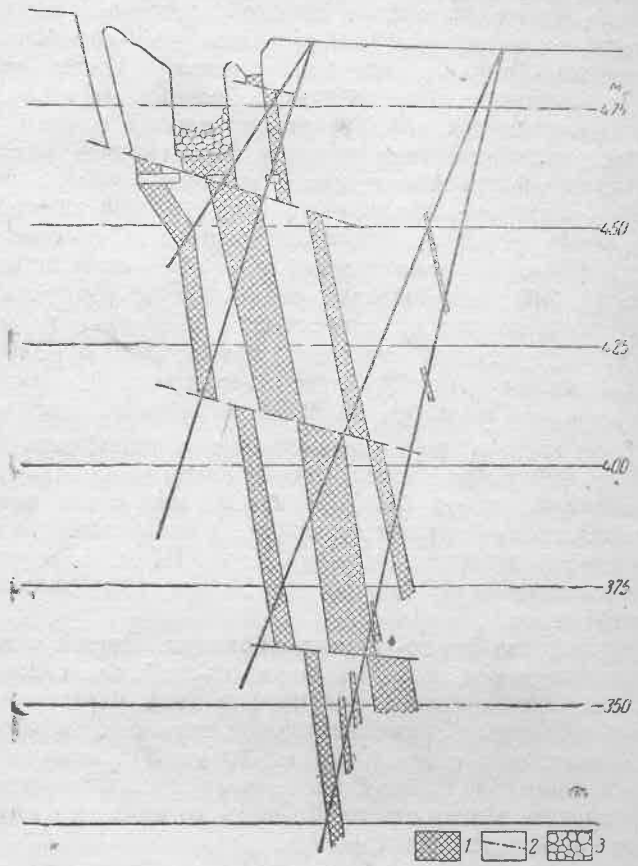


Рис. 1. Главная залежь Сарановского месторождения
1—хромит; *2*—сместители; *3*—навал

При перемещении блоков руды, ограниченных наклонными сместителями и представляющих собой параллелепипеды, наблюдается определенная закономерность. Нижележащие блоки оказываются сдвинутыми относительно вышележащих всегда с запада на восток (рис. 1). Эта закономерность с успехом используется как при разведке, так и при руднично-геологическом обслуживании месторождения.

2. Алапаевское месторождение

Хромитовые залежи этого месторождения приурочены к Алапаевской габбро-перидотитовой интрузии. Последняя является одной из крупнейших на Урале (площадь около 600 *км*²) и представляет собой лакколит, внедренный в толщу палеозойских (девонских и карбоновых)

пород, которые собраны в систему изоклинальных складок, опрокинутых на восток. С востока интрузия находится в контакте с кремнистыми и глинистыми филлитовидными сланцами, переслаивающимися с диабазами, диабазовыми порфиритами, их туфами и туфогенными песчаниками (D_2+D_3 ?). С запада массив гипербазитов к северу от р. Нейвы контактирует с более молодой гранитной интрузией, а южнее р. Нейвы—с остатками кровли сильно дислоцированных и метаморфизованных осадочных пород (D_2—C_1), в которые интрудировала гранитная магма.

Габбро-перидотитовый массив сложен преимущественно гарцбургитами и возникшими за их счет серпентинитами. Лерцолиты и верлиты не играют заметной роли в строении массива. Дуниты местами образуют более значительные типично шлирообразные массы, на значительной глубине сменяющиеся гарцбургитами; наряду с этим встречаются и типичные жилообразные тела дунитов. Простирание массива северо-западное. Северная часть Алапаевского массива сложена метаморфизованным габбро, которое отделено от грацбургитов каймой слабо серпентинизированных верлитов. Для Алапаевского массива характерно интенсивное развитие комагматической жильной свиты, породы которой, весьма разнообразные по составу, рассекают и хромитовые залежи. Подавляющее большинство из известных в настоящее время многочисленных (более 60) залежей хромита приурочено к более или менее серпентинизированным гарцбургитам; некоторые из них находятся в дунитах; в верлитах и габбро залежей хромита не встречено.

Хромитовые залежи не приурочены ни к периферии массива, ни к его лежачему боку; они сосредоточены главным образом во внутренних частях массива, причем большинство из них и все наиболее крупные объединяются в две группы: северную, расположенную в верховьях р. Алапаихи (месторождения Вершина, I, II, III и V Поденные и др.), и южную, расположенную вблизи р. Нейвы (Круглышка, Норские, Гладкий Камень и др.).

Форма рудных тел линзо- и жилообразная. Линзы и жилы хромита, а также дайки пород комагматичной гипербазитам жильной свиты фиксируют прототектонические трещины в теле ультраосновного массива. Довольно отчетливо устанавливаются пять систем трещин:

1. Северо-восточная с азимутом от 30 до 60°, с крутым падением (60—80°) на северо-запад. Этой системе следует большинство рудных тел северной группы месторождений, часть рудных тел южной группы, многочисленные дайки жильных пород.

2. Широтная — с углами падения от 60 до 90° на север; ей следуют некоторые рудные тела Южной группы и многочисленные дайки жильных пород.

3. Меридиональная — с крутым, до вертикального, падением на запад; ей следуют многие рудные тела южной группы и немногочисленные дайки жильных пород.

4. Северо-западная с азимутом 300—340° и крутым (60—70°) падением, чаще на юго-запад; ей следуют многие дайки жильных пород.

5. Значительно реже можно наблюдать систему полого падающих (от 10 до 30°) трещин, простирающихся на СВ 50—55°; изредка ей следуют дайки пироксенитов, дайки дунитов с вкрапленным хромитом Полякова Камня на р. Нейве, в большинстве же — гидротермальные образования (серпофит, хризотил-асбест).

Более отчетливо выражены и преобладают три первые из названных систем трещин.

Руды Алапаевских залежей в большинстве случаев сплошные (массивные), значительно реже—вкрапленные. Первые приурочены исключительно к гарцбургитам, вторые—к дунитам и гарцбургитам. Контакты рудных тел с вмещающими породами всегда резкие; около рудных тел вмещающие породы всегда сильнее серпентинизированы, иногда смяты иногда имеется хлоритовая оторочка незначительной мощности.

Рудные тела пересечены многочисленными дайками пород комагматичной гипербазитам жильной свиты, преимущественно гранатизированными пироксенитами, иногда пегматитовидными.

Линзообразные тела, характерны для северной группы месторождений, имеют преимущественно северо-восточное простирание, значительные размеры по простиранию (200—250 *м*) и падению (80—100 *м*) и мощность порядка 4—8 *м*. Жилообразные тела, характерные для месторождений Южной группы, имеют преимущественно меридиональное и широтное простирание, весьма значительную длину (сотни метров), малую мощность (в среднем 0,8 *м*) и сравнительно небольшую длину по падению (30—50 *м*). До сих пор в пределах Алапаевского массива неизвестны рудные залежи, которые имели бы северо-западное простирание.

В Алапаевском массиве нет ни одного месторождения хромита, которое, независимо от его размеров, не было бы в той или иной степени затронуто послерудными тектоническими подвижками. Из этих последних главную роль играют нарушения северо-западного простирания, имеющие обычно крутое падение на северо-восток, реже на юго-запад, хотя и азимут и угол падения отдельных нарушений испытывают некоторые изменения как по простиранию, так и по падению. Относительно меньшее развитие и значение имеют нарушения широтного и в особенности северо-восточного и меридионального простираний. Эти последние обычно лишь усложняют тектонику залежей, созданную северо-западными нарушениями, являясь зачастую сопряженными смесителями.

Наиболее древними нарушениями являются северо-западные, которые смещаются широтными и меридиональными нарушениями. Относительный возраст тектонических нарушений, особенно последних двух направлений, повидимому, различен для различных залежей; это обусловлено главным образом тем обстоятельством, что по одним и тем же трещинам подвижки рудного тела возобновлялись несколько раз. Наиболее редкими, трудно поддающимися изучению (как нарушения по простиранию рудных тел) и наименее изученными являются нарушения северо-восточного простирания. Судя по имеющимся наблюдениям, они представляются более молодыми, чем северо-западные нарушения; однако не исключена возможность и более древних тектонических нарушений северо-восточного простирания (залежь Вершина).

Сместители всех упомянутых азимутов простирания моложе жильных пород, так как дайки последних, секущие рудные тела, смещаются вместе с ними. Большинство послерудных нарушений имеет характер сбросов; иногда они являются взбросами.

Амплитуды смещений в горизонтальном и вертикальном направлениях обычно примерно одинаковы и не превышают мощности рудных тел; однако констатированы смещения, амплитуды которых достигают 20 и даже 50 *м* (залежи Юньковская, II Норская и др.).

Тектонические трещины выполнены брекчией трения с кусками хромита, гидротермальными продуктами (карбонаты, серпофит), несут на стенках зеркала скольжения и прослеживаются довольно удовлетворительно внутри рудных тел, будучи лишь изредка доступны наблюдению во вмещающих породах. Вдоль тектонических трещин рудные тела сложены нередко порошковатым хромитом или метаморфизованным

хромитом, который характеризуется пониженным содержанием Cr_2O_3 и повышенным SiO_2 и Al_2O_3.

Количество смещений, главным образом северо-западного простирания, в некоторых залежах настолько велико (более 20), что линзообразные рудные тела северо-восточного простирания до расшифровки

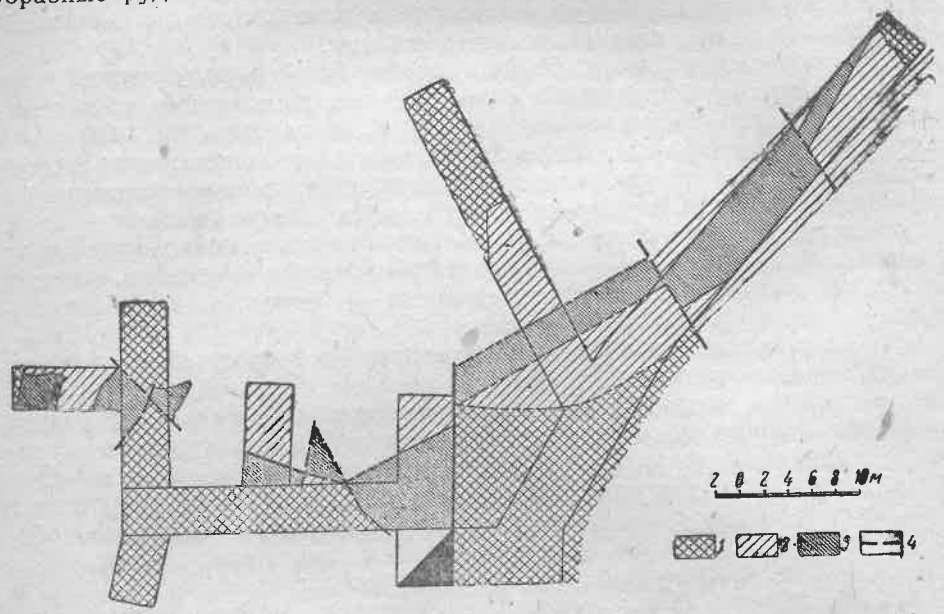


Рис. 2. Хромитовая залежь Алапаевского района. Зарисовка почвы рассечек
1—серпентиниты; *2*—серпентинизированный гарцбургит; *3*—хромит; *4*—тектонические нарушения

тектоники представлялись имеющими широтное простирание («ложное простирание»—залежи Вершина, У Колодца, Круглышка и др.). Многочисленные малоамплитудные смещения обусловливают для многих рудных тел (рис. 2 и 3) своеобразную «мозаичность» их строения, причем довольно хорошо устанавливается закономерность в проявлении этих смещений, имеющих громадное значение при эксплоатации залежей подземными горными работами. Эта закономерность выражается в том, что в громадном большинстве случаев отдельные блоки рудного тела смещены в одну и ту же сторону (вправо, если двигаться по простиранию рудного тела с запада на восток и с севера на юг). Кроме того, следует иметь в виду, что по характеру «подгибов» рудных тел можно проверить направление смещений, что очень важно, когда приходится учитывать смещения по усложняющим нарушениям. Господствующие в Алапаевских хромитовых залежах направления послерудных тектонических нарушений позволяют притти к заключению, что ими использованы, как и следовало ожидать, основные прототектонические трещины в массиве гипербазитов.

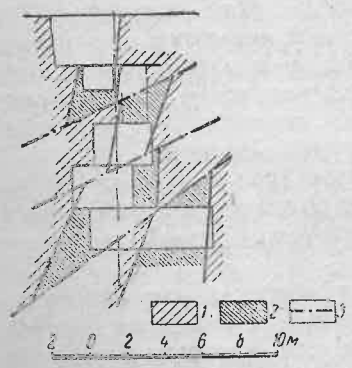


Рис. 3. Хромитовая залежь Алапаевского района
1—серпентиниты; *2*—хромиты; *3*—тектонические нарушения

3. Верблюжьегорское месторождение

Хромитовые залежи этого месторождения приурочены к Полтавскому массиву серпентинизированных ультраосновных пород, занимающему площадь около 50 *км*². Массив вытянут по простиранию в меридиональном направлении, в плане имеет изогнутую форму и обращен выпуклой стороной к юго-востоку, представляя собой, повидимому, согласную с вмещающими породами межпластовую интрузию, залегающую в синклинальной зоне. Вмещающими породами являются нижнекарбоновые отложения, представленные различными сланцами, песчаниками, известняками и изредка конгломератами.

Полтавский массив в основном сложен нацело серпентинизированными перидотитами (гарцбургитами), на значительных участках массива смятыми и рассланцованными. Породы комагматической жильной свиты, вообще немногочисленные, представлены почти исключительно микродиоритами, очень редко плагиоаплитами. Дайки микродиоритов развиты главным образом в зоне главного рудоносного участка и сопровождают рудные тела, залегая параллельно им. Эти дайки нарушены теми же сместителями, что и рудные тела.

На значительных участках Полтавского серпентинитового массива сохранилась древняя кора выветривания, наиболее хорошо развитая около рудных тел и аналогичная по составу и зональности доюрской коре выветривания Орско-Халиловских массивов гипербазитов.

Рудные тела, известные в пределах Полтавского массива в количестве более 30, расположены главным образом вблизи восточного контакта массива (24 тела). Около западного контакта и в центральной части массива известно лишь по три небольших залежи.

Максимальная концентрация руд, как по количеству и размерам рудных тел, так и по валовым запасам, приурочена к участку площадью в 1,5 *км*², на выпуклой (на восток) части серпентинитовой дуги. Здесь расположены залежи, в которых сосредоточено 98,5% всех разведанных на Верблюжьегорском месторождении запасов хромита.

Подавляющее большинство рудных тел в Полтавском массиве имеет меридиональное (или близкое к нему) простирание и крутое восточное падение; несколько залежей имеют широтное простирание и южное падение; только две залежи имеют северо-западное простирание. Вмещающими породами для всех рудных тел являются серпентиниты, обычно смятые и окремненные, с развитой на них мощной корой выветривания.

Подавляющее большинство коренных рудных тел окружено несколькими гидротермальными оторочками, располагающимися по мере удаления от рудного тела в следующем порядке: хлоритовая, вермикулитовая, хлорито-вермикулито-серпентиновая.

Форма рудных залежей линзо- и жилообразная. Длина их по простиранию достигает 270 *м*, по падению они прослежены максимум на 75 *м* от поверхности (залежь 30); мощность их непостоянна, достигает 10 *м*, в среднем равна 4—5 *м*.

Сложены рудные тела преимущественно массивными, изредка (залежь Объединенная) вкрапленными рудами. Контакты рудных тел с вмещающими породами резкие. Руды Верблюжьегорских залежей в довольно сильной степени метаморфизованы [9].

Морфология рудных залежей в сильной степени осложнена проявлениями послерудной тектоники. Последние изучены довольно детально геологом Союзхромита А. Д. Ерышкановым, главным образом на круп-

нейшей залежи месторождения 30[а], а также и на других более мелких залежах (30, 10, 10[а] и др.).

Все тектонические смещения, наблюдаемые на залежах Верблюжьегорского месторождения, являются сбросами, имеющими, примерно, одинаковые амплитуды перемещения в горизонтальном и вертикальном направлениях и группирующимися в три системы:

1. Наиболее древними являются сбросы северо-восточного простирания (55—73°), падающие под углом 25—82° на юго-восток; наблюдаются сместители этой системы и с обратным падением. Амплитуда смещения до 8 *м*, обычно же 1—3 *м* (залежь 30).

2. Более молодые смещения имеют северо-западное простирание (276—310°), падают на северо-восток под углами 30—77°; амплитуда смещений достигает 38—52 *м* (залежи 11, 12, 30 и 30[а]).

3. Наиболее молодыми являются нарушения опять северо-восточного, близкого к меридиональному (13—40°) простирания, падающие на северо-запад под углами 63—84°; амплитуда смещения достигает 30—40 *м* (залежи 10 и 10[а]).

Сместители сопровождаются мощными зонами дробления, зонами рыхлых, окремненных и смятых серпентинитов (мощностью до 10 *м*), изрезанных многочисленными жилками опала и халцедона. Некоторые тектонические трещины выполнены опалом. На плоскостях руды и вмещающих пород вдоль сместителей часто наблюдаются штрихи, реже зеркала скольжения; последние хорошо выражены на окружающих хромитовые тела породах гидротермальных оторочек. По наблюдениям А. Д. Ерышканова, тектонические контакты рудных тел с вмещающими породами характеризуются отсутствием гидротермальных оторочек.

Для сместителей, нарушающих залежи, характерны перемещенные и затертые участки хромита (рис. 4), загнутые и сглаженные углы в контактах залежи. В зонах нарушения в рудных телах часто встречается порошковатый хромит, мощность которого достигает 0,5 *м* и даже 1,7 *м* (залежь 30[а]).

Сместители описанных трех систем в рудных телах весьма многочисленны, и даже наиболее крупная залежь—30[а]—разбита нарушениями с наиболее значительной амплитудой (не менее 8 *м*) на ряд крупных блоков. Так как, наряду с нарушениями, имеющими более или менее значительную амплитуду, наблюдаются многочисленные нарушения с незначительной амплитудой, в большинстве укладывающиеся в рамки описанных трех систем, то этими нарушениями каждый крупный блок, в свою очередь, подразделяется на ряд более мелких, размеры которых (в продольной вертикальной проекции) колеблются от 5—10 до 10—20 *м*. Подразделение залежи на мелкие блоки возможно, однако, только при проведении детальных горно-разведочных работ и наблюдений в эксплоатационных выработках.

Для послерудных тектонических нарушений в Верблюжьегорских залежах довольно отчетливо установлена закономерность, состоящая в том, что каждый последующий рудный блок перемещен относительно предыдущего (в плане), как правило, вправо, если смотреть вдоль линии простирания залежи.

4. Месторождения Монетной Дачи

Эти месторождения приурочены к обширному габбро-перидотитовому массиву (площадь массива более 400 *км*²), вытянутому в меридиональном направлении. С востока массив гипербазитов граничит

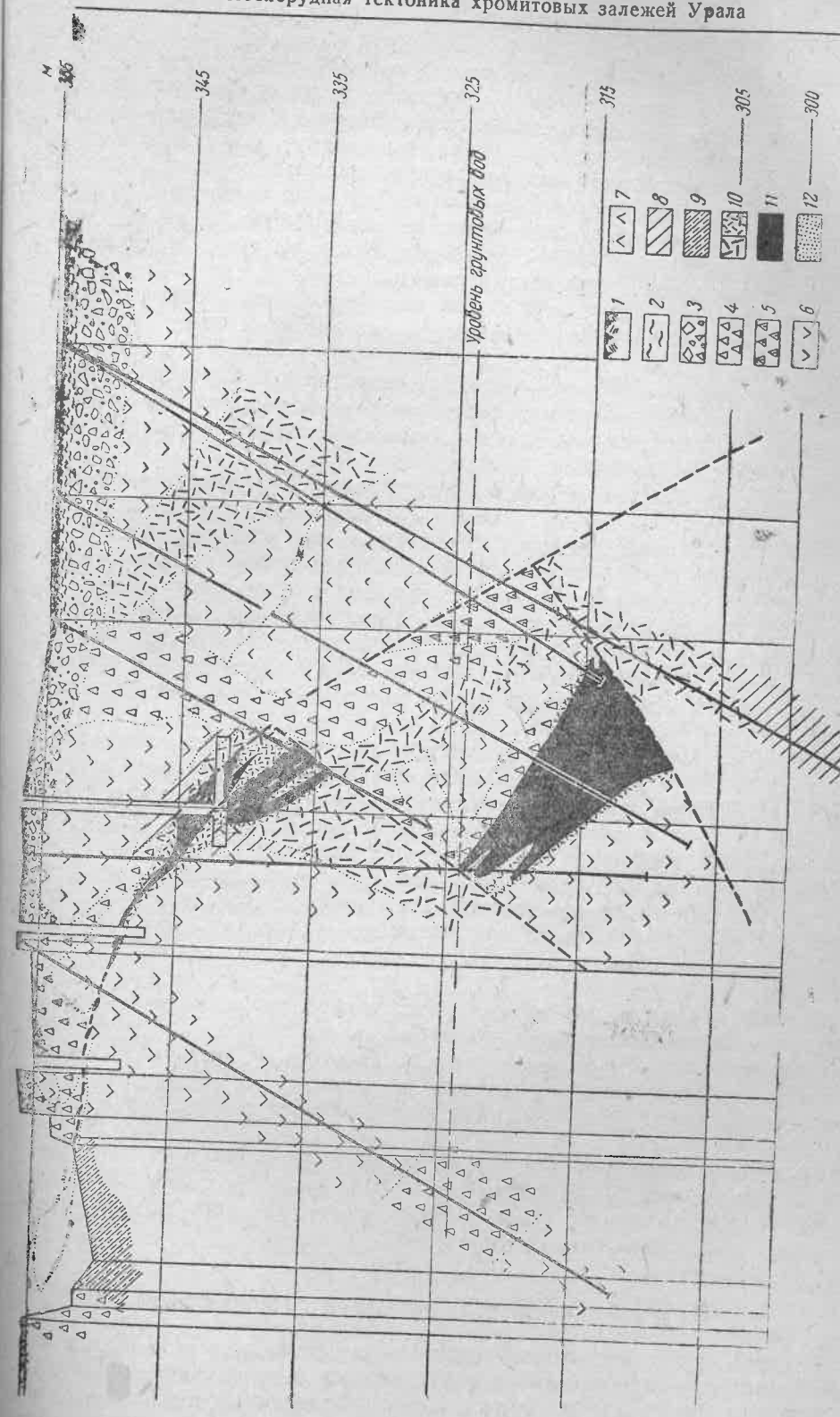


Рис. 4. Залежь № 30а Верблюжьегорского месторождения хромитов
1—растительный слой; *2*—элювиальная глина; *3*—элювий серпентинита; *4*—щебенистая брекчия серпентинита; *5*—то же, окремнелая; *6*—массивный серпентинит; *7*—то же, окремнелый; *8*—смятый серпентинит; *9*—то же, окремнелый; *10*—рыхлый серпентинит, рыхлая оторочка рудного тела; *11*—хромит порошковатый; *12*—хромит массивный; *13*—линии нарушений

с толщей порфиритов и туфов, восточнее которой расположен Мурзинский гранитный батолит; с запада—частью с хлоритовыми сланцами и гнейсами, частью с западным гранитным массивом. В основном массив сложен гарцбургитами и их серпентинизированными разностями; в этих породах и располагаются многочисленные залежи хромита. Весьма широкое развитие среди гарцбургитов имеет свита комагматичных им жильных пород: верлитов, пироксенитов, микрогаббро, пегматитовидного габбро и микродиоритов. Эти жильные породы часто метаморфизованы и превращены в гранатовые породы.

Дайки жильных пород имеют меридиональное, широтное и северо-восточное простирание и секут многие рудные тела (Качка I, Грошевское, Каменное, Караси VI и др.).

Гарцбургиты и апогарцбургитовые серпентиниты характеризуются ориентированным расположением зерен ортопироксена; направление этой полосчатости в гарцбургитах близко к меридиональному, соответствуя в общем контурам массива.

Хромитовые залежи многочисленны (более 45), имеют типичную жилообразную форму. Длина отдельных залежей по простиранию достигает 70—150 и даже, вероятно, 350—400 *м*; мощность колеблется от 1 до 8 *м*. Большинство залежей имеет северо-западное простирание (300—340°) и крутое падение на северо-восток (под углом 60—90°); имеется несколько залежей с широтным простиранием, падающих на север (Караси I, Луповская), и с меридиональным простиранием, падающих на восток (Каменная, Людмилинская и др.). Вмещающие породы около рудных тел смяты; почти всегда имеется серпентино-хлоритовая оторочка мощностью 0,1—0,15 *см*.

Залежи сложены главным образом массивными, иногда вкрапленными рудами. Контакты рудных тел с вмещающими породами резкие, даже в тех случаях, когда залежи сложены вкрапленными рудами.

Месторождения хромита Монетной Дачи изучены и разведаны весьма слабо. В настоящее время в стадии разведки находятся залежи Качкинской группы. Судя по наблюдениям над ними, морфология рудных тел описываемого месторождения определяется, по существу, послерудными тектоническими нарушениями — сбросами. Рудные тела разорваны этими нарушениями на отдельные блоки длиной от 1—2 до 35—40 *м*.

Главную роль в послерудной тектонике залежей играют сбросы северо-восточного простирания (близкого к широтному), являющиеся наиболее древними. За ними следуют более молодые смещения северо-западного простирания (продольные) и, наконец, наиболее молодые сбросы снова северо-восточного, но уже близкого к меридиональному, простирания.

Амплитуды смещений обычно невелики и не превышают мощности рудных тел; однако П. В. Нечаевым прослежены смещения, имеющие амплитуду в несколько десятков метров. По трещинам сместителей в таких случаях затащены куски и глыбы хромита.

5. Верхнеуфалейское месторождение

Уфалейский массив гипербазитов, вмещающий хромитовые залежи, имеет площадь около 160 *км*² и протягивается в почти меридиональном направлении, залегая среди толщи метаморфизованных и рассланцованных эффузивных и осадочных пород. Сложен массив серпентинизированными перидотитами (гарцбургитами) и дунитами, пироксенитами и перекристаллизованными серпентинитами, причем главная роль в его строении принадлежит первым из названных пород. Комагматичная гипербазитам жильная свита развита слабо и представлена немногочисленными дайками дунитов и пироксенитов (?), секущими рудные тела, причем последние превращены в хлорито-гранатовые и пироксено-гранатовые породы.

Довольно многочисленные залежи хромита (более 20) приурочены в большинстве к западной периферии массива. Из них наиболее интересными в практическом отношении и наиболее изученными являются залежи Песчанской группы, в частности Северо-Песчанские.

По данным В. В. Родионова, эти залежи находятся среди гарцбургитов и дунитов, которые в контакте с рудными телами нацело серпентинизированы и значительно рассланцованы. Иногда наблюдается хлоритовая оторочка около рудных тел.

Северо-Песчанское месторождение, по данным разведочных выработок, состоит из двух рудных жил, простирание которых СЗ 325—330°, падение на северо-восток под углом 45°. Следует упомянуть, что простирание большинства остальных рудных залежей Верхне-Уфалейского месторождения тоже северо-западное. Длина северной жилы по простиранию 180 *м*; средняя мощность 2.5—3,0 *м* (в раздувах — до 5—8 *м*). Длина южной жилы 200 *м*, мощность колеблется от 0,8 до 7 *м*. Возможно, что наличие двух рудных жил является результатом продольных разрывов, близких к простиранию рудного тела. Рудные тела сложены преимущественно вкрапленными, отчасти массивными рудами. Контакты рудных тел с вмещающими породами всегда резкие.

Проявлениями послерудной тектоники рудные тела Северо-Песчанского месторождения разбиты на серию обособленных рудных блоков. Вероятно, оба рудных тела связываются между собой промежуточными не вскрытыми разведочными работами блоками, опущенными на некоторую глубину движениями послерудной тектоники.

Проявления последней укладываются в три системы:

1. Наиболее древними являются пологие взбросы («надвиги») по криволинейным поверхностям, имеющим северо-западное простирание (т. е. продольные) и падение на северо-восток под углом от 5 до 35°. Амплитуды «надвигов» колеблются от 11 до 25 *м*.

2. Более молодые сбросы меридионального и северо-восточного простирания (азимут 345—40°) имеют крутое падение к востоку и юго-востоку, всегда секут плоскости «надвигов», характеризуются значительно большими амплитудами перемещения в горизонтальном, нежели в вертикальном направлении. Обычно амплитуды перемещений не превышают 10—20 *м*.

По данным В. В. Родионова, по системе северо-восточных сместителей смещение южной части рудного тела происходит в направлении на юго-запад, с некоторым незначительным опусканием смещенной части рудного тела; амплитуда перемещений не превышает 10—12 *м*. По системе меридиональных сместителей происходит движение восточной части к югу с амплитудами до 20 *м*. Все смещения носят ступенчатый характер и несколько опускают южные рудные блоки.

Трещины сместителей в рудном теле и во вмещающих породах выполнены гидротермальными образованиями: карбонатами, серпофитом, хлоритом. Вдоль сместителей хромит иногда рассланцован, а серпентиниты превращены в какиритовую брекчию.

6. Татищевское месторождение

Рудные тела приурочены к Татищевскому (Варненский район, Челябинской области) массиву гипербазитов, который залегает среди метаморфизованных отложений нижнего карбона, представленных различными сланцами, песчаниками и известняками. Массив вытянут в северо-восточном направлении, имеет площадь 115 *км*², залегает в синклинальной зоне конкорданто с вмещающими породами, падает на восток.

Сложен массив перидотитовыми и дунитовыми серпентинитами, местами перекристаллизованными. Дунитовые серпентиниты развиты преимущественно около рудных тел. Характерно отсутствие в массиве комагматичных гипербазитам жильных пород.

Залежи хромита тяготеют к восточному контакту массива. Форма их жилообразная, длина по простиранию до 100 *м*, мощность от 0,5 до 5 *м*. Простирание залежей СВ 25—65°, падение большинства их на северо-запад под углом 70—80°. Сложены рудные тела массивными и вкрапленными рудами; контакты их с боковыми породами всегда резкие. Около рудных тел наблюдается оторочка из хлоритовой и хлоритово-серпентиновой пород мощностью до 0,5 *м*. Рудные тела довольно сильно нарушены проявлениями послерудной тектоники, разбиты на отдельные небольшие блоки, длина которых по простиранию достигает 20 *м*.

В наиболее крупной залежи—3-й Татищевской—можно наблюдать серию сбросов по сместителям северо-западного простирания (310—340°), которые падают на юго-запад под углами от 30 до 65°; амплитуда перемещения в горизонтальном направлении значительно больше, чем в вертикальном, и достигает 23 *м*.

Сместители сопровождаются мощными зонами дробления и рыхлыми серпентинитами. По плоскостям сместителей часто можно наблюдать штрихи, реже зеркала скольжения. Зоны нарушения, проходящие по рудному телу, сопровождаются порошковатым хромитом, линзами затирания хромита и прожилками хлорита. В контактах залежей у сместителей нередко наблюдаются сглаженные и загнутые углы.

В направлении перемещения рудных блоков по сместителям наблюдается закономерность: каждый последующий блок перемещен относительно предыдущего (в плане) направо, если смотреть по линии простирания залежи.

7. Аккаргинское месторождение

Многочисленные хромитовые залежи этого месторождения приурочены к Южно-Аккаргинскому массиву гипербазитов, вытянутому в меридиональном направлении и имеющему площадь около 75 *км*². Массив внедрен в толщу песчаниково-сланцевых и песчано-глинистых пород девона ($D_1+D^2_2$), с которой он залегает конкордантно, падая на восток.

Сложен Южно-Аккаргинский массив в основном перидотитами (гарцбургитами) и дунитами и подчиненными им породами габбро-диоритового состава. Дайки комагматичных жильных пород в пределах массива весьма обильны и разнообразны по составу; среди них наблюдаются пироксениты, габбропегматиты, габбро, микродиориты и плагиоклазиты, а также разнообразные гранатовые породы, являющиеся продуктами метаморфизма жильных пироксенитов и габбро.

Гарцбургиты и дуниты, слагающие массив, в сильной степени серпентинизированы; в верхних горизонтах массива наблюдаются участки окремненных серпентинитов, являющиеся, повидимому, остатками размытой древней коры выветривания.

Дуниты залегают среди гарцбургитов в виде жилообразных тел неправильной формы, слагая три вытянутые в меридиональном направлении полосы, или зоны, к которым и приурочены залежи хромитов. Последние располагаются преимущественно в дунитах, гораздо реже в гарцбургитах (северные залежи), будучи окружены и в этом случае маломощной оболочкой дунитовых серпентинитов.

Наиболее крупные залежи приурочены к Главной (центральной) рудоносной зоне, имеющей длину более 2 *км* и ширину около 200 *м*.

Форма рудных тел линзо- и жилообразная. Длина рудных тел по простиранию до 150 *м*, мощность в среднем 3—4 *м* (иногда достигает 10 *м*), простирание меридиональное, падение крутое западное. Сложены рудные тела массивными и вкрапленными рудами, характеризующимися весьма разнообразным однородным и неоднородным (такситовым) строением.

Контакты рудных тел с вмещающими их дунитовыми серпентинитами резкие. Рудные тела нередко пересечены дайками комагматических жильных пород, состоящих преимущественно из габбро и микродиоритов.

Рудные тела Аккаргинского месторождения весьма сильно нарушены послерудными тектоническими подвижками, сильнее, чем залежи других хромитовых месторождений Урала. К сожалению, послерудная тектоника этого месторождения своевременно не изучалась и расшифрована поэтому слабо. Особенно плохо изучены наиболее древние, трудно прослеживаемые смещения.

Наиболее древними являются, повидимому, продольные (меридиональные) смещения рудных тел типа сдвигов с амплитудами перемещения порядка 5—10 *м*. При этих перемещениях, по наблюдениям Ю. Г. Полуренко, констатировано движение восточной стороны смещенной части рудных тел к югу, а западной — к северу, а также образование сдвоенной мощности рудного тела. Падение сместителей к востоку под углом 65—85°.

Более молодыми являются поперечные сбросы широтного простирания, падающие как на юг, так и на север под углом 50—85° и имеющие амплитуду до 10—20 *м* (южная часть Северной залежи, рудные тела (№ 8, 21, 32—34).

Главную роль играют еще более молодые диагональные смещения (сбросы) северо-западного и северо-восточного простирания, в особенности вторые. Они наблюдаются на всех рудных телах, имеют разнообразные углы падения — от очень крутых до пологих, амплитуда перемещения по ним обычно измеряется единицами метров, но иногда достигает 10—20 *м*.

Вдоль диагональных сместителей наблюдаются эффективные зеркала скольжения, затащенные блоки руды, тонкозернистое строение руды, отложение серпофита и опала, иногда целые зоны смятия.

В теле интрузии гипербазитов можно наблюдать систему диагональных разломов, вдоль которых внедрились дайки жильных пород кислой магмы (кварцевые альбитофиры) или возникли полосы тальково-карбонатных пород (лиственит). Диагональные смещения в рудных телах Аккаргн настолько многочисленны, что последние разбиты ими на серию довольно мелких рудных блоков, разведка и эксплоатация которых весьма затруднительны.

Наконец, по данным Ю. Г. Полуренко, иногда наблюдаются еще более молодые взбросы северо-восточного (350—30°) простирания, пологого падающие на запад (под углами 15—45°) и имеющие амплитуду от 2 до 10 *м*.

На Аккарге, как и на других хромитовых месторождениях Урала, послерудными тектоническими нарушениями использованы, несомненно, протектонические трещины в массиве гипербазитов, главным образом диагональные.

8. Южно-Кемпирсайское месторождение

Рудные залежи этого крупнейшего в СССР месторождения высококачественных хромитов приурочены к южной части Кемпирсайского габбро-перидотитового массива. Этот массив вытянут в меридиональном направлении, и площадь его, не перекрытая мезо-кайнозойскими отложениями, составляет около 1000 *км*². По данным А. А. Петренко, массив гипербазитов вместе с породами семейства габбро прорывает антиклинальную структуру, сложенную нижнепалеозойскими (S—D₃) породами (кремнистые сланцы, туфы, песчаники, конгломераты, лавы) и более древними метаморфическими породами (филлиты, хлоритовые сланцы) [5]. Значительные участки массива перекрыты верхнемеловыми и третичными отложениями, залегающими горизонтально и имеющими мощность от 7 до 15 *м*.

Форма массива гипербазитов выяснена недостаточно и представляется как пластообразная. Сложен массив преимущественно перидотитами типа гарцбургитов, которые особенно широко развиты в его северной, центральной и западной частях. Значительно меньше распространены дуниты, развитые главным оброзом в южной части массива и вдоль восточной его окраины. Взаимоотношения между гарцбургитами и дунитами в настоящее время не установлены с достаточной убедительностью. Нам представляется более вероятным залегание дунитов среди перидотитового тела интрузии в виде жилообразных тел и гистеромагматических шлир. Гарцбургиты и дуниты Кемпирсайского массива подверглись серпентинизации; они пересечены дайками комагматических жильных пород—габбро, пироксенитов, габбро-диабазов, горнблендитов, плагиоклазитов. Эти дайки, имеющие широтное и северо-восточное простирание, рассекают также некоторые из рудных тел. Значительные участки массива гипербазитов покрыты доюрской корой латеритного выветривания, имеющей мощность от 15 до 30 *м*. Влияние выветривания отразилось не только на ультраосновных породах, но и на залежах хромита, значительно улучшив их качественный состав и изменив физические свойства слагающих их руд.

Известные в настоящее время в пределах южной части Кемпирсайского массива рудные тела приурочены неизменно к дунитам, имеют жилообразную (залежи Джарлы-Бутакской и Джангыз-Агачской групп) или линзообразную (залежи Донской группы) форму и весьма значительные размеры. Длина некоторых залежей по простиранию достигает 400—450 *м*, мощность 40—80 *м*. Простирание рудных тел либо меридиональное (350—20°), при крутом падении на запад, либо (гораздо реже) северо-восточное (50°) с крутым падением на северо-запад. Сложены рудные тела преимущественно вкрапленными, в меньшей мере массивными рудами. Части рудных тел, находящиеся в зоне коры выветривания, под влиянием последнего резко изменили текстуру: вкрапленные руды превращены в рыхлые, иногда в порошкообразные руды с выщелоченным цементом, т. е. подверглись природному обогащению до стадии хромитового концентрата. В эксплоатационных и разведочных выработках на залежах Гигант и Алмаз ясно видна приуроченность мощного развития процессов древнего выветривания к зонам тектонических нарушений; вдоль них, даже на значительной глубине, минералы цемента из руды в большей или меньшей мере выщелочены, руда превращена в рыхлую разность, иногда в ней появляется буро-красная окраска, обусловленная, видимо, переходом закисного железа минералов цемента и руды в окисное железо. В дунитах вдоль тектонических трещин продукты древнего выветривания образуют нечто в виде жил, мощность которых колеблется от 3—4 до 6—8 *м*. Продукты коры выветривания обнаруживают в таких образованиях зональность в горизонтальном направлении от центра тектонической зоны к ее периферии.

Рудные тела, сложенные как массивными, так и вкрапленными рудами, образуют с вмещающими их породами резкие контакты.

Южно-Кемпирсайское месторождение в настоящее время интенсивно разведывается; послерудная тектоника его изучена еще недостаточно, хотя она и имеет громадное влияние на морфологию рудных тел этого месторождения. Однако на основании наших наблюдений, а также наблюдений К. И. Прохоровой и Ю. Г. Полуренко, намечается следующий комплекс проявлений послерудной тектоники.

Послерудные тектонические подвижки на рудных телах Южно-Кемпирсайских месторождений имеют характер сбросов, быть может, иногда взбросов. Наряду с преобладающими крутыми сместителями, для некоторых залежей характерны и пологие. Простирание сбросов в порядке преобладания бывает меридиональное, северо-восточное, северо-западное и широтное. Относительный возраст тектонических подвижек перечисленных направлений для различных залежей различен, но преобладает следующая последовательность нарушений:

1. Меридиональные 350—10°, падающие на запад и восток под углом 45—70°.
2. Широтные, падающие под углом 45° на юг.
3. Северо-западные 310°, падающие под углом 45° на юго-запад.
4. Северо-восточные 40°, падающие под углом 40° на юго-восток.

Амплитуда сбросов колеблется от нескольких метров до немногих десятков метров, но обычно не превышает мощности рудных тел. Перемещения в горизонтальном и вертикальном направлениях примерно одинаковы.

Отсюда следует, что тектоническими подвижками были использованы, несомненно, прототектонические трещины в массиве гипербазитов, причем по трещинам одного и того же простирания послерудные подвижки имели место несколько раз. Следует отметить, что для различных залежей главенствующую роль играли различные подвижки. Так, для жилообразных рудных тел меридионального простирания главная роль принадлежит крутым продольным (т. е. меридиональным) сбросам, которыми и определяется в основном морфология таких крупнейших рудных тел, как Алмаз и Спорное (рис. 5). Для линзообразных же рудных тел северо-восточного простирания главную роль играли поперечные пологие сбросы, в корне изменившие первоначальную форму рудных тел (залежи Гигант и Спутник (рис. 6).

Обращаясь к залежи Алмаз, являющейся крупнейшим рудным телом жилообразной формы меридионального простирания, падающим на запад под углом 50—60°, мы видим, что главную роль в морфологии

этого тела играют меридиональные смещения, круто падающие (под углом 50—60° и круче) на восток.

Амплитуда их сравнительно невелика и не превышает мощности рудного тела, которая значительна и колеблется от 30—40 до 70—80 *м*. Рудные блоки, на которые разобщена этими смещениями залежь,

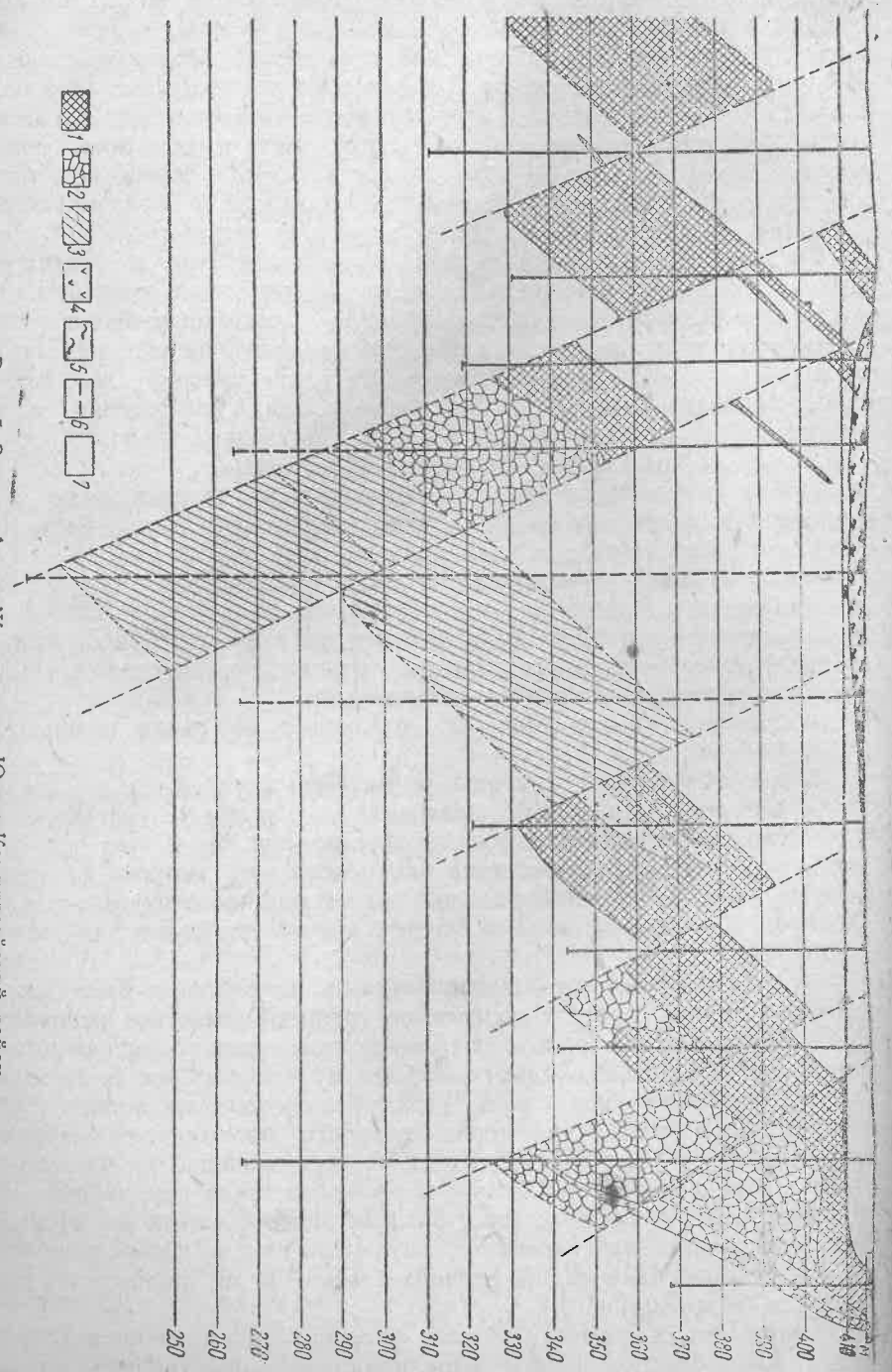


Рис. 5. Залежь Алмаз-Жемчужина, Южно-Кемпирсайский район

1—хромит рыхлый; 2—хромит массивный; 3—предполагаемый рудный блок; 4—ожелезненный серпентинит; 5—меловые отложения; 6—тектонические нарушения; 7—дунитовые серпентиниты

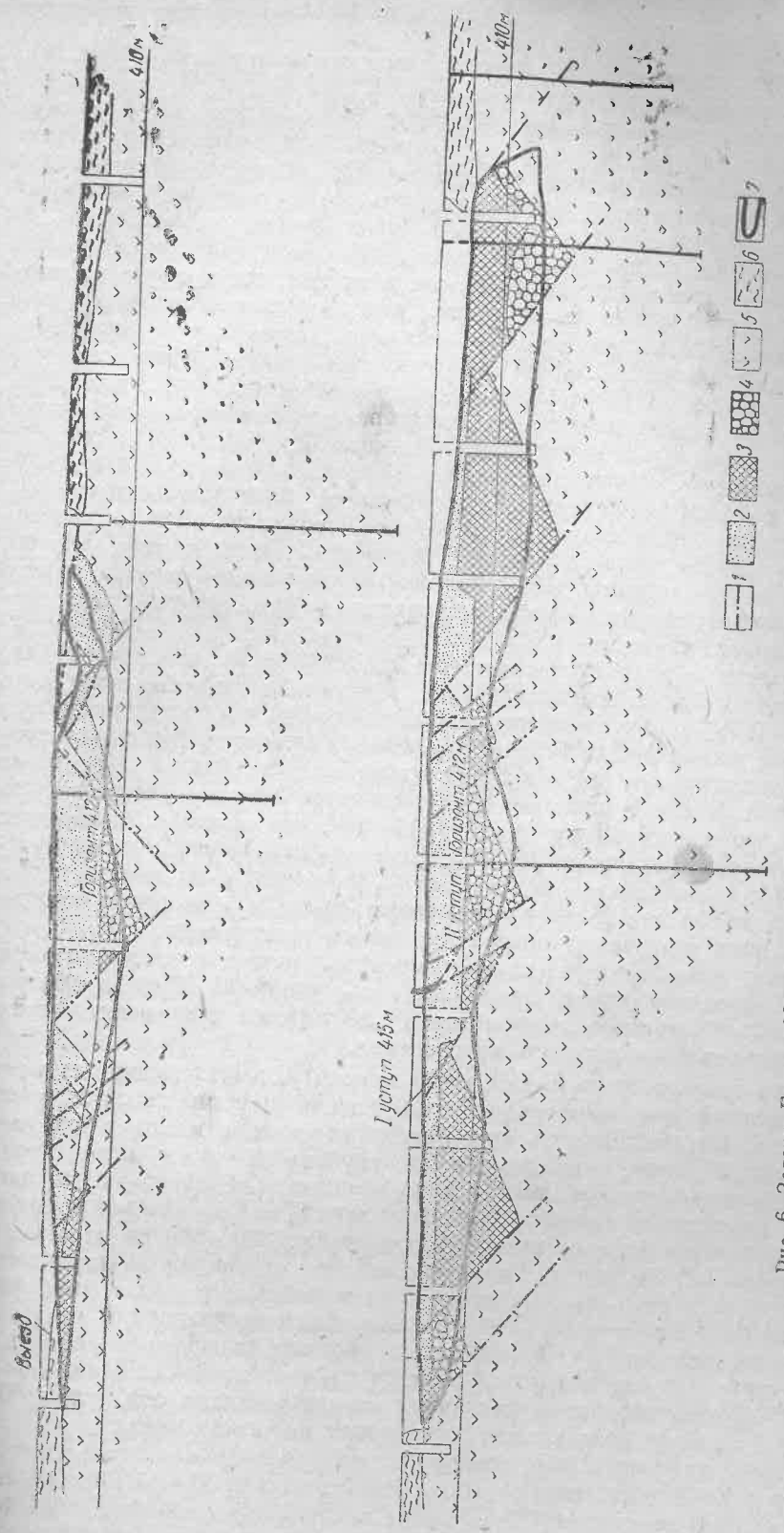


Рис. 6. Залежь Гигант, Южно-Кемпирсайский район. Состояние карьера на 15/VIII 1940 г.

1— сместители; 2—выработанная часть рудного тела; 3—хромит рыхлый; 4—хромит каменистый; 5—дунитовый серпентинит; 6—наносы; 7—контур рудного тела построения 1938 г.

характеризуются сравнительно малыми размерами по падению (30—50 *м*), иногда меньшими, нежели мощность ее.

Более молодыми являются смещения северо-восточного простирания, падающие как на северо-запад, так и на юго-восток под крутыми углами. Эти смещения малоамплитудны и обусловливают ступенчатость западного и восточного контактов рудного тела. Наиболее молодыми являются смещения северо-западного простирания, падающие то на юго-запад, то на северо-восток. Два таких смещения ограничивают залежь Алмаз по простиранию на севере и на юге, падая круто на юго-запад. На южной оконечности залежи это смещение отрывает от нее, видимо, блок, который перемещен к юго-западу и вниз и встречен разведочной скважиной № 320. На севере картина неясна. Возможно, что ныне существующее рудное тело по северному сместителю было сброшено; тогда несброшенная часть размыта и остатки ее в виде галек встречаются в меловых отложениях, покрывающих большую часть площади залежи. Возможно также (но менее вероятно), что существующее рудное тело представляет собой взброшенный блок какой-то залежи, находящейся на значительной глубине от поверхности. Вдоль сместителей наблюдаются зоны дробления, сложенные перетертыми, иногда смятыми кусками хромита. По сместителям характерно весьма интенсивное развитие гидротермальных минералов — яркозеленого хром-актинолита, хлорита, карбоната.

Для залежи Спорное, представляющей собой крупное линзообразное тело меридионального простирания, круто падающее на запад (под углом 60—70°), проявления послерудной тектоники представляются в несколько ином виде. Наиболее древними являются сбросы северо-западного простирания (300—305°), падающие на юго-запад под углами от 50 до 85°. Более молодыми представляются сбросы северо-восточного близкого к широтному (азимут 65—85°) простирания, падающие на северо-запад под углами 45—80°. Еще моложе сбросы северо-восточного (40°) простирания, круто (угол 65°) падающие на юго-восток.

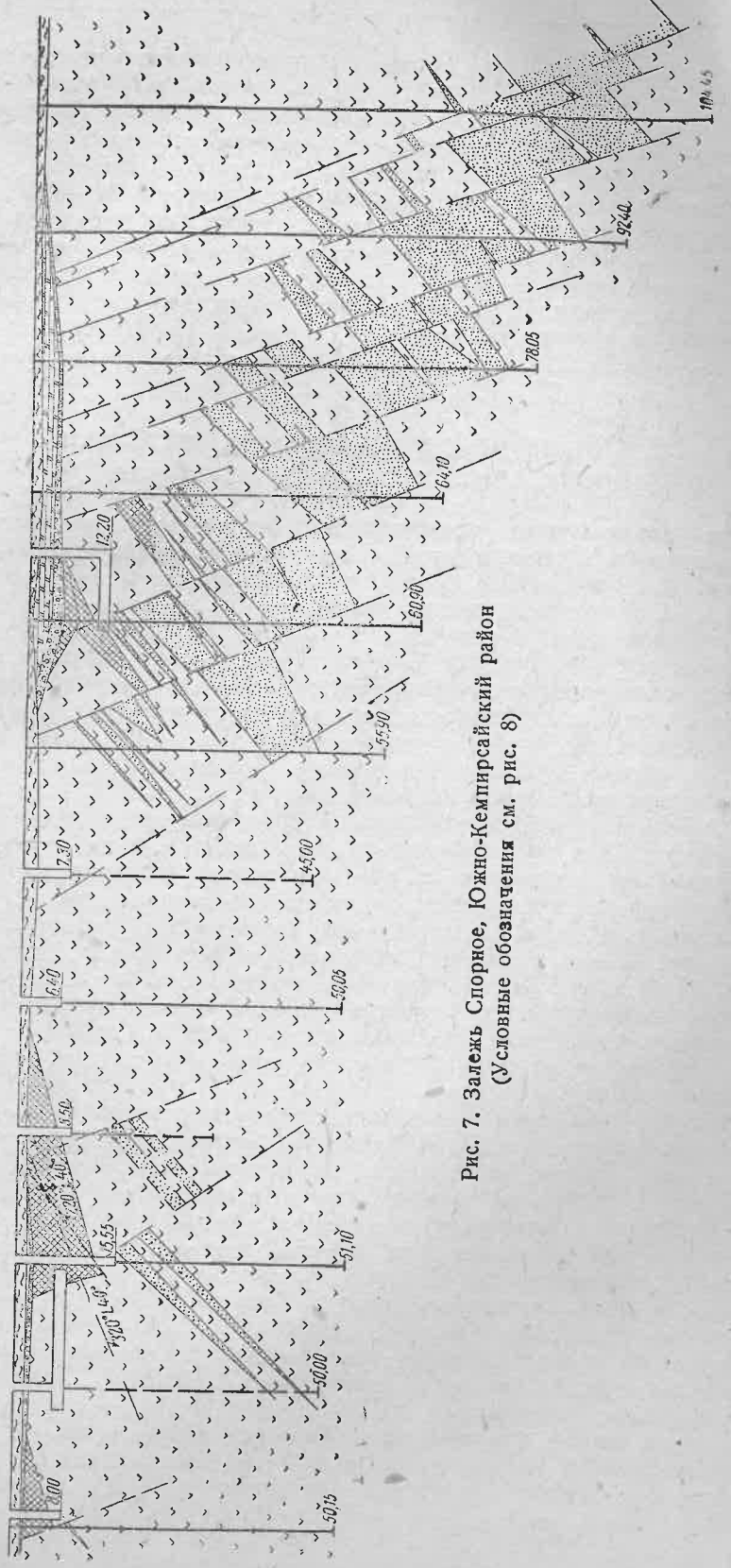
Иногда наиболее пологие из северо-западных нарушений оказываются моложе нарушений северо-восточного простирания.

Наконец, наиболее молодыми являются меридиональные сбросы (360—10°), довольно круто падающие (под углом 50—70°) на восток; иногда наиболее пологие сбросы этого простирания оказываются древнее сбросов северо-восточного простирания.

Однако главную роль и для этой залежи играют меридиональные сбросы, которые разбивают рудное тело на серию поднятых и опущенных блоков. Восточная часть его, благодаря системе малоамплитудных ступенчатых сбросов, погружается на глубину 60 *м* от поверхности (рис. 7). На севере рудное тело срезано и, видимо, сброшено на глубину 35—40 *м* нарушением широтного простирания; на западе оно срезано сбросом, имеющим северо-западное простирание (330—340°) и падающим на северо-восток; на юге рудное тело также ограничено нарушением, простирающимся на северо-восток (60°) и падающим на юго-восток под углом 50°. Дайка микро-габбро (широтного простирания), секущая рудное тело, несколько раз смещается меридиональными сбросами.

Что касается линзообразной залежи Гигант, имеющей северо-восточное (50°) простирание и падающей на северо-запад под углом 60°, то для нее главную роль играют поперечные пологие сбросы.

Самыми древними нарушениями этой залежи являются сбросы северо-восточного простирания (продольные, азимут 30—50°), падающие на северо-запад по углами 40—85°; они фиксируются дайками жильных пород (пироксенитов), секущими рудное тело, а также штрихами и


104,65
92,40
78,05
64,10
50,90
37,90
12,20
7,30
9,40
5,92
5,20
5,55
5,00
5,00
5,00
5,00
5,00
5,00
5,00
4,00
4,00
4

зеркалами скольжения. Затем следуют меридиональные смещения (азимут простирания 350—360°), падающие на восток под углом 45—50°. Более молодыми являются пологие поперечные смещения северо-западного простирания (320°), падающие на северо-восток под углом 20°; амплитуда смещений по ним достигает нескольких десятков метров. Еще моложе широтные смещения (азимут простирания 260—280°, падение на юг под углами 50—80°). Самыми молодыми являются снова северо-западные сбросы (азимут простирания 310—320°), но с более крутыми углами падения (40—65°) на юго-запад, неоднократно секущие широтные сместители. В общем же морфология залежи определяется целиком сбросами северо-западного простирания, превратившими круто падающую линзу в полого залегающее пластообразное тело (см. рис. 6).

IV. Общие черты послерудной тектоники хромитовых месторождений Урала

Нами неоднократно подчеркивалось на предыдущих страницах, что послерудные сбросы в хромитовых залежах Урала произошли по трещинам, подготовленным прототектоникой вмещающих их массивов гипербазитов, и что подвижки по трещинам одного и того же простирания возобновлялись в большинстве случаев по нескольку раз. Хромитоносные массивы гипербазитов на Урале характеризуются всегда согласным залеганием с вмещающими породами, а следовательно, все они, почти без исключения, имеют форму пластовых линз, даек, залежей, акмолитов и факолитов и вытянуты в меридиональном направлении. Хромитовые рудные тела следуют, за немногими исключениями, двум прототектоническим направлениям в массивах гипербазитов: системе трещин S (меридиональных) и диагональных трещин D (северо-восточных и северо-западных), по систематике Клооса. Оказывается, что главнейшие сместители в рудных залежах рассмотренных нами восьми месторождений ориентированы по трещинам системы D массивов гипербазитов, т. е. имеют северо-западное или северо-восточное простирание; только в одном Кемпирсайском месторождении столь же важную роль имеют меридиональные сместители. Если бы мы дополнительно рассмотрели послерудные тектонические проявления еще в нескольких хромитовых месторождениях Урала (в Гологорском, Студеновском, Верхнейвинских, Устейских), положение вещей нисколько не изменилось бы.

Сохраняя указанное главенствующее простирание, главнейшие сместители в рудных телах являются то диагональными по отношению к простиранию рудных тел (Сараны, Верблюжьи Горы, Аккарга, отчасти Алапеевск и Уфалей), то поперечными (Монетная Дача, Татищево, отчасти Алапаевск и Кемпирсай), то продольными (Уфалей и Кемпирсай). Послерудные смещения, как уже указывалось, являются сбросами или взбросами, причем нередко амплитуда перемещения в горизонтальном направлении превалирует над амплитудой перемещения в вертикальном направлении (Татищево, Сараны). Поэтому уральские геологи-хромитчики часто называют смещения подобного рода сбросо-сдвигами или взбросо-сдвигами, с чем, как справедливо указывает М. М Тетяев [7, стр. 27], нельзя согласиться. Углы падения сместителей чаще крутые, чем пологие, иногда изменяются, причем изменяется в некоторых случаях одновременно и азимут падения сместителя. Очевидно в таких случаях сместителем являлась криволинейная трещина или две сопряженные трещины разного простирания. Подобного рода сместители

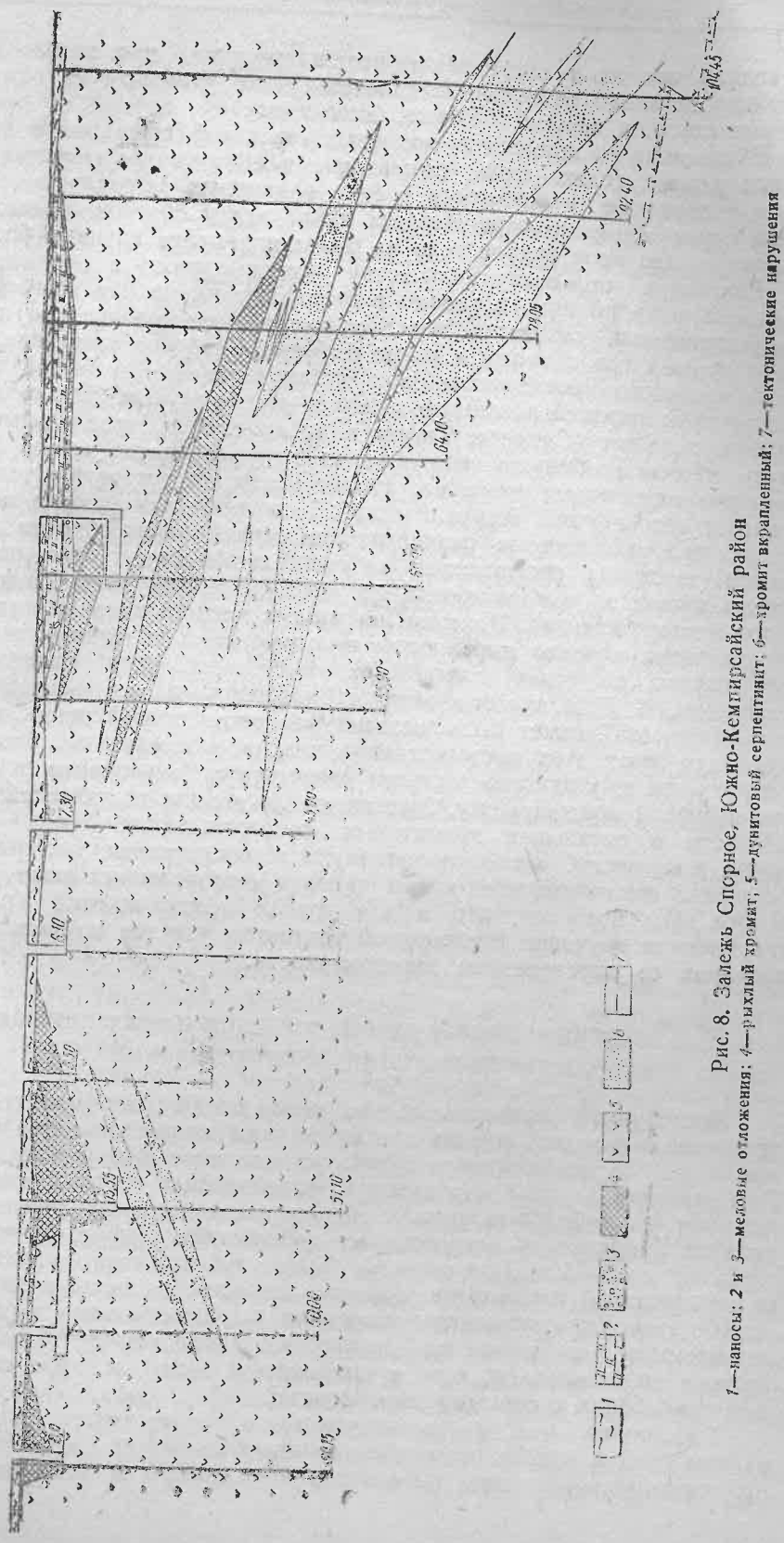


Рис. 8. Залежь Спорное, Южно-Кемпирсайский район
1—наносы; 2 и 3—меловые отложения; 4—рыхлый хромит; 5—дунитовый серпентинит; 6—хромит вкрапленный; 7—тектонические нарушения

приводили иногда к неприятным неожиданностям при эксплоатации довольно детально разведанных залежей, резко уменьшая их объем, а следовательно, и запасы (Аккарга, Алапаевск).

Выше нами неоднократно подчеркивалось, что смещения в хромитовых рудных телах, даже главнейшие и с большими амплитудами, почти никогда не проявляются в виде единичных сбросов; наоборот, целая серия примерно параллельных друг другу сбросов обычно разделяют то или иное рудное тело на более или менее крупные блоки.

Благодаря большому количеству таких сбросов и перемещению рудных блоков по ним не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлении, создается нередко ложное представление о простирании рудных тел, а также и об их падении. Особенно отчетливо появление «ложного простирания» было установлено на северной группе Алапаевских залежей, а ложного падения—на некоторых Южно-Кемпирсайских залежах (Спорное, Гигант и др., рис. 8). Параллельные друг другу сбросы разбивают некоторые из рудных тел на серию блоков примерно одинаковых размеров, считая как по простиранию тела, так и вкрест его (Уфалей, Аккарга и др.). Некоторые из наиболее мощных рудных тел оказываются разделенными серией таких сбросов на ряд блоков, имеющих сравнительно незначительные размеры по падению, иногда меньшие, чем мощность их (залежь Алмаз Южно-Кемпирсайского месторождения). Наконец, на многих месторождениях подмечена определенная и четко выраженная закономерность в перемещении рудных блоков по серии главнейших сместителей. Для Сарановского, Алапаевского, Верблюжьегорского и Татищевского месторождений эта закономерность может быть названа «законом правой руки», так как в рудных телах этих месторождений каждый последующий блок (если смотреть по простиранию залежи) оказывается смещенным вправо по отношению к предыдущему. Существует ли эта или подобная ей закономерность в остальных хромитовых месторождениях Урала — мы не знаем, и не знаем, вероятно, потому, что послерудная тектоника всех остальных месторождений, кроме четырех перечисленных выше, изучена слабее. Мы полагаем, что и для других месторождений Урала при углубленном изучении послерудной тектоники удастся подметить в проявлениях ее определенные закономерности.

V. Значение послерудной тектоники для разведки и эксплоатации месторождений

Послерудная тектоника, весьма усложняющая морфологию многих хромитовых залежей, делает для разведчика весьма нелегким выполнение одной из основных его задач: установление формы рудного тела. При разведке верхних зон залежей, разобщенных тектоническими подвижками на отдельные рудные блоки незначительных размеров, приходится прибегать к вскрытию их небольшими открытыми карьерами глубиной до 3—5 *м*. При разведке более глубоких горизонтов (10—20 *м* от поверхности) приходится широко пользоваться горно-разведочными выработками, в особенности штреками по простиранию рудных тел, задаваемыми на различных горизонтах. Даже разведка на глубину должна производиться, хотя и колонковым бурением, но в обязательной комбинации с горными выработками.

Расстояние между разведочными профилями (по простиранию рудных тел) и между разведочными выработками на профилях (вкрест простирания) необходимо выбирать в зависимости от размеров отдельных блоков, на которые разбито рудное тело послерудными сбросами, причем это расстояние варьирует от 10 до 40 *м* по простиранию и от 5—6 до 30 *м* по падению рудных тел.

Вследствие того, что иногда размеры блоков, на которые разбито рудное тело серией параллельных друг другу сбросов, оказываются, примерно, равными, необходимо избегать проведения разведки хромитовых залежей системой разведочных выработок, заданных по определенной

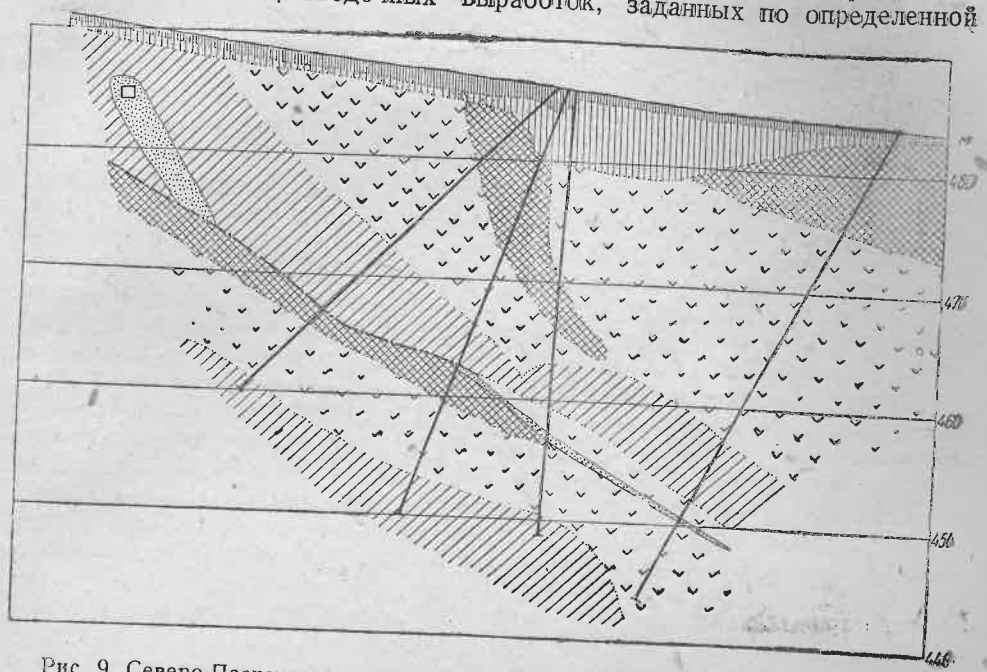


Рис. 9. Северо-Песчанская залежь. Уфалейский район. Интерпретация формы залежи, по данным разведки бурением
(Условные обозначения см. рис. 10)

сетке, т. е. на одних и тех же расстояниях по простиранию и по падению залежи. Практика показала, что разведочные выработки, заданные на одинаковых расстояниях друг от друга, могут в таких случаях попадать одна за другой в промежутки между рудными блоками (Уфалей—рис. 9, 10), или же, наоборот, в наиболее мощные части небольших по размерам блоков. Как в первом, так и во втором случае, без учета проявлений послерудной тектоники разведчик получает неправильное представление о морфологии и размерах рудных тел.

В тех случаях, когда серия параллельных друг другу сбросов разобщает рудное тело, имеющее значительную мощность, на блоки с малыми размерами по падению, причем сбросы эти продольные и падают обратно рудному телу, приходится отступать от давно установленного правила разведки круто падающих залежей и задавать разведочные выработки (скважины) не вкрест падения рудного тела, а вертикально. При этом приходится учитывать не только размеры рудных блоков, обусловленные тектоникой, но и опасность того, что разведочные скважины, заданные вкрест падения, будут попадать в зоны сместителей (см. рис. 5) и проходить по ним.

Разведка и изучение Южно-Кемпирсайского месторождения, рудные тела которого находятся в зоне древней коры выветривания массива

гипербазитов, показала, что вдоль послерудных сместителей процессы выветривания захватывают тело залежи на весьма значительную глубину, изменяя руды и превращая их в рыхлые разности. Бурение же (колонковое) в рыхлых рудах сопряжено с значительными техническими затруднениями, в особенности в отношении получения керна.

При эксплоатации хромитовых залежей, сильно нарушенных послерудной тектоникой, приходится сталкиваться с теми же затруднениями,

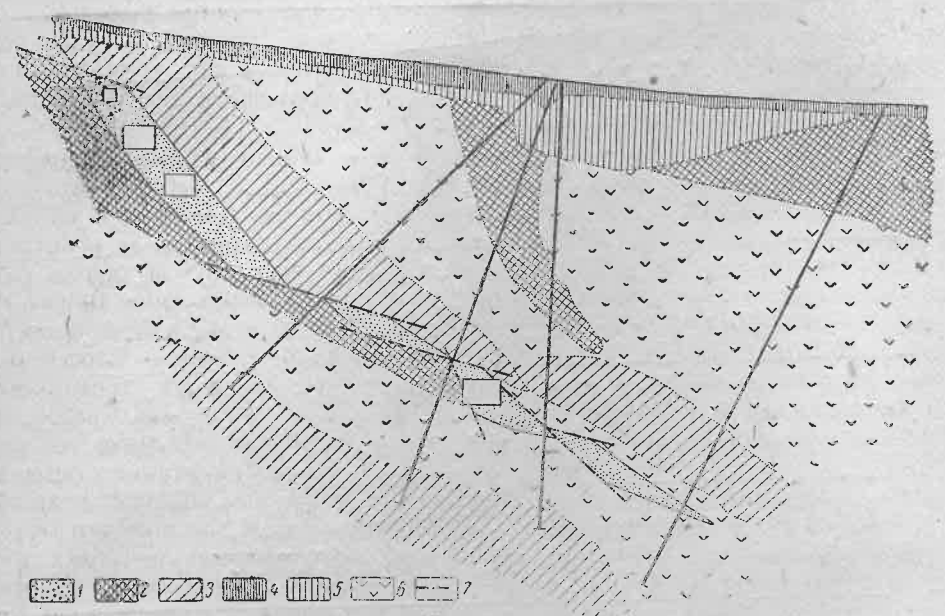


Рис. 18. Северо-Песчанская залежь. Уфалейский район. Интерпретация формы залежи, по данным эксплоатационных выработок

1—вкрапленный хромит; *2*—серпентинит; *3*—серпентинизированный дунит; *4*—наносы; *5*—дресва; *6*—серпентинизированный перидотит; *7*—сместители

которые имеют место при эксплоатации тектонически нарушенных залежей любой формы и генезиса. В подземных эксплоатационных выработках даже малоамплитудные сбросы приводят зачастую к утере рудного тела, и в задачу рудничного геолога входит отыскание смещенной части залежи. Эта трудная задача в значительной мере облегчается в тех случаях, когда удается установить определенную закономерность в проявлениях послерудной тектоники, как это сделано для Сарановского, Алапаевского и Вербложьегорского месторождений.

Сбросовые трещины, как, впрочем, и другие трещины в массивах гипербазитов, являются путями циркуляции грунтовых вод. Кроме того, необходимо учитывать некоторые осложнения, в хромитовых залежах обычно незначительные, при креплении подземных выработок в местах пересечения ими сместителей.

Заключение

Из изложенного вытекает заключение о том, что характер проявлений послерудной тектоники имеет решающее значение для методики разведки хромитовых месторождений Урала. Так как на вновь открываемых месторождениях послерудная тектоника изучается в процессе разведки, то для исследователей подобных месторождений важно учитывать те общие закономерности и выводы, которые мы попытались сделать выше на основе материала, накопленного при разведке и изучении главнейших хромитовых залежей, известных в настоящее время.

Кроме того, изучение тектоники хромитоносных массивов и их ближайшего геологического окружения, выполненное в процессе геологических исследований, предшествующих разведочным работам, должно облегчать задачу разведчика, так как хромитовые залежи участвуют в послерудной тектонике согласно с вмещающими их массивами гипербазитов, а послерудными тектоническими подвижками используются прототектонические трещины в телах последних. Наконец, в руках разведчика имеется еще одна возможность: максимальное использование при разведке хромитовых залежей горно-разведочных выработок для расшифровки послерудной тектоники последних.

Однако практика все же показывает, что вполне удовлетворительно разобраться в проявлениях послерудной тектоники удается лишь на тех месторождениях, залежи которых (хотя бы некоторые из них) вскрыты в большей либо меньшей мере эксплоатационными работами. Только рудничный геолог, имеющий возможность шаг за шагом следить за поведением рудного тела, может предоставить в распоряжение разведчика полноценный и достоверный материал по послерудной тектонике. Отсюда вытекает исключительно большое значение правильно организованного руднично-геологического обслуживания хромитовых месторождений не только для эксплоатации, но и для разведки. «Успешное решение проблемы сбросов», — пишут американские геологи Мак-Лафлин и Сейлс,—«требует правильной интерпретации геологических данных, полученных путем тщательного наблюдения и картирования. Все остальное сводится к геометрическим построениям, часто сложным, но все же вполне определенным и точным в пределах точности, с которой определены основные данные. Эта работа требует способности к пространственным представлениям и к выражению их в виде соответствующих проекций, применяемых в описательной геометрии, или более непосредственных и простых проекций, принятых в рудничной практике. Не владея этим искусством, можно не справиться с этой задачей даже в том случае, если геолог обладает в остальном достаточно солидными познаниями» [1, стр. 604].

Интерпретация геолого-разведочных данных, сделанная без достаточного изучения и учета послерудной тектоники, приводит, как показывают примеры разведки некоторых залежей Южно-Кемпирайского месторождения, к весьма неправильному и не соответствующему действительности изображению конфигурации рудного тела, и следовательно, и к неправильному определению запасов полезного ископаемого. Так, например, рудные тела залежей Спорное и Гигант трактовались как полого залегающие линзы (см. рис. 6 и 8), причем, если для залежи Спорное такое толкование давалось в начальной стадии разведки, то для залежи Гигант — даже после полного окончания таковой, вопреки нашим соображениям, опубликованным в печати [5, 10]. Между тем, детальное изучение послерудной тектоники, проведенное для залежи Спорное в процессе дальнейшей разведки, а для залежи Гигант в процессе руднично-геологического обслуживания при эксплоатации ее, показало, что в действительности форма залежей, обусловленная серией послерудных сбросов, в проявлении которых существует определенная закономерность, вовсе не является пластообразной (см. рис. 5 и 7).

Цитированные выше выводы американских геологов вполне подтверждаются нашей отечественной практикой. Успехи в разведке и эксплоатации залежей Верхне-Уфалейского и Верблюжьегорского месторождений и неудачи и осложнения в аналогичных работах на Аккарге в значительной мере зависели и зависят от организации руднично-геологической службы на перечисленных месторождениях. Для руководителей и исполнителей этой службы требуется специальная подготовка, а не только наличие диплома об окончании высшей школы. Наша практика изучения хромитовых месторождений Урала настоятельно указывает на срочную необходимость организации в горно-геологических втузах (и на геолого-разведочных факультетах горных втузов), а также в геолого-разведочных техникумах руднично-геологической специальности, и уж, во всяком случае, на необходимость незамедлительного введения в программу этих учебных заведений специального курса рудничной геологии.

Изучение структуры рудных полей главнейших хромитовых месторождений Урала с опубликованием результатов этого изучения в печати позволит подойти к разрешению очень важного вопроса, для которого сейчас имеется возможность сделать лишь самые общие наметки, — вопроса об увязке послерудной тектоники того или иного рудного поля с дорудной его тектоникой. Естественно, что названная работа является первоочередной в области дальнейшего изучения наших хромитовых месторождений

Ленинградский горный институт

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология рудных месторождений западных штатов США. Сборник, посвященный В. Линдгрену. Перевод с 1-го амер. изд. под ред. проф. И. Ф. Григорьева, ОНТИ, 1937.

2. Зимин И. А. Сарановское хромово-рудное месторождение. Труды Уралгеомина, вып. II, 1937.

3. Зимин И. А. Сарановское месторождение хромита. Межд. геол. конгресс. XVII сессия, Уральская экск., северный маршрут. 1937, стр. 26—32.

4. Зимин И. А. К вопросу о тектонике Сарановского хромитового месторождения. «Сов. геол.» № 1, 1939, стр. 26—32.

5. Татаринов П. М. Южно-кемпирсайские месторождения хромистого железняка—новая сырьевая база промышленности ферросплавов. «Разведка недр» № 7, 1939, стр. 9—16.

6. Татаринов П. М. и Красновский Г. М. Алапаевский массив ультраосновных пород на Урале и его месторождения хромистого железняка. Труды ЦНИГРИ, вып. 120, 1940.

7. Тетяев М. М. Тектоника рудных полей жильного типа. «Сов. геол.» № 8 (стр. 3—23) и № 9 (стр. 3—31), 1940.

8. Уральские месторождения хромита. Труды ВИМС, вып. 85, 1936.

9. Хромиты СССР, т. 1. Сборник, изд. АН, 1937.

10. Хромиты СССР, т. II, Сборник, изд. АН, 1940.

Новые данные по геологии и петрографии главного андалузито-корундового тела месторождения Семиз-бугу

К. И. Асташенко

В статье сообщаются новые данные по геологии и петрографии главного андалузито-корундового тела месторождения Семиз-бугу, которое автор разведывал и изучал по заданию Семизбугинского рудоуправления с 1941 по 1943 г. включительно.

Андалузито-корундовое месторождение Семиз-бугу находится в Баянаульском районе, Казахской ССР, в 140 *км* к востоко-северо-востоку от Караганды, и расположено на горе Семиз-бугу, у озера и поселка Чалкар-куль.

Месторождение Семиз-бугу открыто в 1926 г. геологами Н. И. Наковником и М. П. Русаковым. За все время эксплоатации (по 1943 г.) оно дало больше корундовой породы, нежели все корундовые месторождения мира. Высокие экономические показатели, в совокупности с оригинальностью геологии и петрографии массива Семиз-бугу, уже давно определили его как уникальное андалузито-корундовое месторождение. Приходится сожалеть, что изученность Семиз-бугу совершенно не отвечает его значению: последние научные данные о нем относятся к 1933 г. До сих пор не составлена детальная геологическая карта и неясны перспективы рудоносности на глубину. Указанные дефекты особенно чувствительны теперь, когда разведанные запасы корунда почти выработаны.

Массив Большой Семиз-бугу (рис. 1), представляющий андалузито-корундовое месторождение, возвышается над окружающей его мелкосопочной степной равниной на 373 *м*. Общая площадь его около 6 *км*². Массив в основном сложен вторичными кварцитами — гидротермально измененными кислыми эффузивами девона. В периферической части (у подножия) небольшими пятнами прослеживаются кварцевые порфиры (исходные породы вторичных кварцитов) и гранитоиды. Последние и главным образом порфировидные разности их широко распространены в стороне от массива. Гранитоиды прорывают покровы кислых эффузивов. На контакте этих пород и развиты вторичные кварциты Семиз-бугу. Установлены следующие минералогические их типы, перечисляемые в порядке их распространенности: серицитовые, алунитовые, андалузитовые, корундоносные и собственно вторичные кварциты, сложенные почти одним кварцем. Во вторичных кварцитах обнаружено четыре корундовых и шесть андалузитовых тел. Из них как промышленные

объекты выделяются только два: главное андалузито-корундовое тело и гематито-корундовое. У первого имелась обширная и богатая делювиальная россыпь, которая составила почти половину всех запасов корунда на Семиз-бугу.

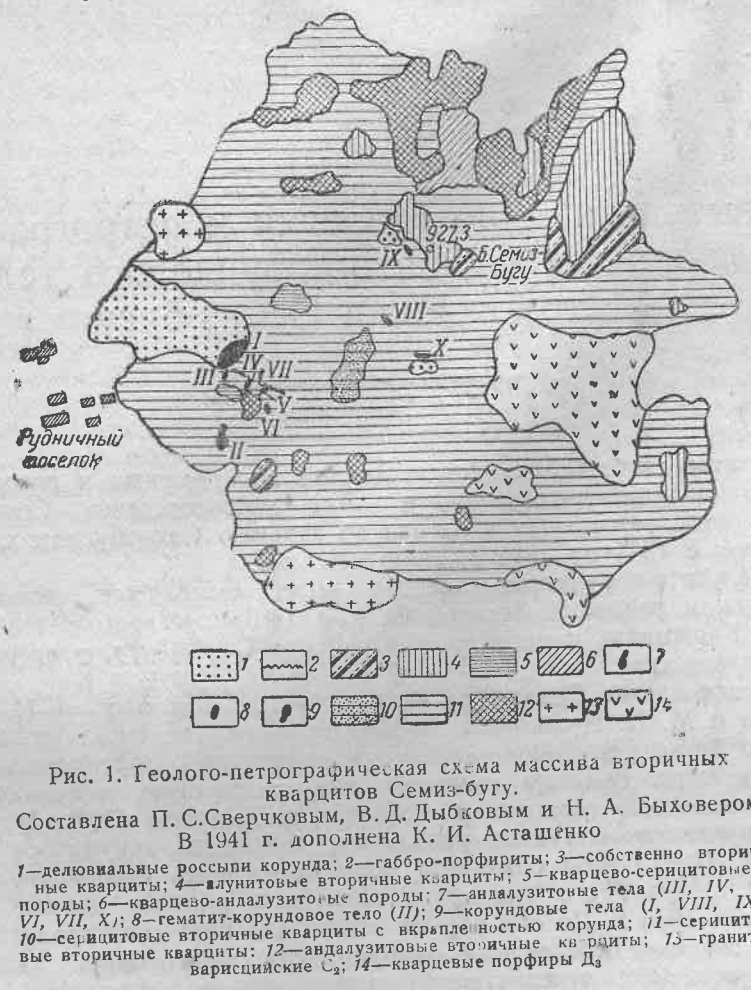


Рис. 1. Геолого-петрографическая схема массива вторичных кварцитов Семиз-бугу.
Составлена П. С. Сверчковым, В. Д. Дыбковым и Н. А. Быховером. В 1941 г. дополнена К. И. Асташенко

1—делювиальные россыпи корунда; *2*—габбро-порфириты; *3*—собственно вторичные кварциты; *4*—алунитовые вторичные кварциты; *5*—кварцево-серицитовые породы; *6*—кварцево-андалузитовые породы; *7*—андалузитовые тела (*III, IV, V, VI, VII, X*); *8*—гематит-корундовое тело (*II*); *9*—корундовые тела (*I, VIII, IX*); *10*—серицитовые вторичные кварциты с вкрапленностью корунда; *11*—серицитовые вторичные кварциты: *12*—андалузитовые вторичные кварциты; *13*—граниты варисцийские C_2; *14*—кварцевые порфиры $Д_3$

Ниже мы сообщаем данные только по главному андалузито-корундовому телу как основному объекту проведенных мной совместно с геологом Кутуковой геолого-разведочных и геологических работ. Многие из этих данных являются новыми, не известными широкому кругу геологов.

Главное андалузито-корундовое тело находится на западном склоне массива на абсолютной высоте 720—740 *м*. Общая длина его на этом уровне 180 *м*. На поверхности в горизонтальном срезе рудное тело по своей форме напоминает отпечаток огромной человеческой ступни, вытянутой к северо-востоку. В настоящее время рудное тело выработано на глубину 33 *м*. Ниже, по данным И. С. Тригулова, оно выклинивается (рис. 2). До наших работ 1941 г. предполагалось, что далее в глубину идут пирито-корундоносные вторичные кварциты. Мы же установили, что рудное тело продолжается на 18 *м* ниже выработанного горизонта. Здесь оно оказалось сложенным андалузито-корундо-

выми пиритоносными породами. Мощность рудного тела на поверхности не превышает 10 *м* в северо-восточной части и доходит до 40 *м* в юго-западной. На горизонтах 669—685 *м* длина рудного тела резко сокращается (до 14 *м*) при незначительных колебаниях в изменении мощности (от 9 до 15 *м*). В общем андалузито-корундовое тело представляет не-

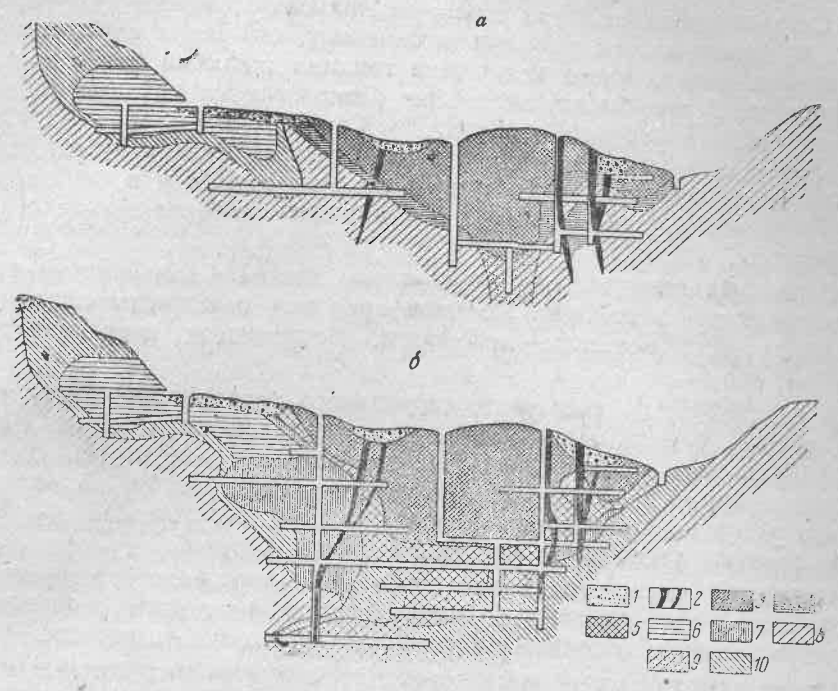


Рис. 2. Схематические разрезы по одной и той же линии через главное андалузито-корундовое тело месторождения Семиз-бугу, составленные И. С. Тригуловым в 1940 г. (*а*) и К. И. Асташенко в 1944 г. (*б*)

1—завал; *2*—дайки габбро-порфирита; *3*—корундовые породы; *4*—андалузито-корундовые породы; *5*—пиритовые корундовые кварцито-корундовые и корундо-андалузитовые породы с пиритом; *6*—андалузитовые породы; *7*—андалузито-кварцевые и кварцево-андалузитовые породы; *8*—серицитовые вторичные кварциты; *9*—корундовые вторичные кварциты; *10*—андалузитовые вторичные кварциты

правильную крутопадающую воронко-трубообразную залежь. На вскрытых горизонтах она падает на северо-запад и погружается в юго-западном направлении.

Вмещающие рудное тело породы — андалузитовые и серицитовые вторичные кварциты. Контакты последних с рудой резкие. Рудное тело и боковые породы секутся широтными жилами габбро-порфиритов. Все эти породы, а также и руды пронизаны пирофиллито-диаспоровыми, пирофиллито-пиритовыми, пирофиллито-кварцевыми и каолинито-пирпирофиллитовыми жилками.

По своему строению и составу рудное тело весьма разнородно. В верхней, выработанной, части преобладали почти чисто корундовые (90—95%-ные) породы; андалузитовые имели подчиненное значение (они играли заметную роль в юго-западной части). Ниже 687-го горизонта постепенно увеличивается содержание андалузита и одновременно возрастает концентрация пирита. К. Н. Озеров, долгое время изучавший Семиз-бугу, дает для верхней части рудного тела такое зональное строение: в ядре — синие богатые корундовые породы

(сапфириты), далее к периферии увеличивается содержание андалузита и корундовые породы переходят в андалузито-корундовые. За ними следуют андалузито-мусковитовые и во внешней зоне — оболочке — располагаются андалузито-кварцевые породы, переходящие далее в андалузитовые вторичные кварциты, вмещающие рудное тело.

Наши наблюдения над многочисленными глыбами корундовых пород из делювиальной россыпи показывают, что серая мелкозернистая корундовая порода часто испещрена тонкими жилками синей корундовой породы. В зальбандах последних располагаются крупные таблички (до 1 *см*) синего корунда, а в срединной части — слюда и рутил. Серые корундовые породы имеют много линзообразных мелких пустот, выполненных по периферии кристалликами синего корунда и в центре рутилом. Пустотки иногда заполнены слюдой или рутилом вместе с розовым баритом.

Синие тонкозернистые корундовые породы (сапфириты) также богаты мелкими пустотами. По периферии они выполнены слюдой или пирофиллитом, а в центре—диаспором. Встречаются скопления гематита.

В верхней части андалузито-корундового тела имелось много гематита, рутила, барита. Пирит же и диаспор здесь были редки. Иногда наблюдались прихотливо полосчатая и шаровая структуры. Диаметр шаров в среднем 2—5 *см*. Шаровые образования состоят из мелкозернистого корунда, сцементированного крупным баритом. По периферии шаров развиты удлиненные кристаллы синего корунда.

В нижней части тела синие корундовые породы отсутствуют. Отсутствуют также гематит и барит. Характерны серые корундовые, с вкрапленниками пирита и обогащенные андалузитом, породы.

Синие корундовые породы переходят в серые пиритоносные постепенно, граница их лежит выше 692 горизонта. Переходные разности представлены мелкозернистыми серовато-голубоватыми корундо-слюдистыми породами с густой вкрапленностью пирита. Ниже 685 горизонта рудное тело обладает различным характером. Переходы одних пород в другие то резкие, то постепенные. Но и здесь в центральной части тела развиты породы, наиболее богатые корундом, а к периферии наблюдается увеличение содержания андалузита и кварца. На самых нижних горизонтах рудного тела встречаются включения угловатых обломков андалузитовых вторичных кварцитов. Весьма часто обломки вторичных кварцитов разбиты кливажем на мелкие плитки. Направления трещин отдельности в рудном теле и во вмещающих породах не совпадают. В некоторых местах установлено, что брекчированные вторичные кварциты сцементированы корундом и андалузитом.

Все эти данные указывают на более раннее образование вторичных кварцитов сравнительно с рудным телом. К. Н. Озеров считает их одновременными образованиями.

Породы, слагающие рудное тело

При изучении рудного тела Семиз-бугу нами выделены, в зависимости от минералогического состава, различные типы пород. Характеристика их состава представлена нами в табл. 1 (содержание минералов дано в %).

Таблица 1

№№ п/п	Наименование минералов	Пирито-корундовые породы	Андалузито-корундовые породы	Слюдисто-корундовые породы	Пирито-андалузитовые породы	Андалузитовые породы	Корундо-андалузитовые породы	Слюдисто-андалузитовые породы	Корундо-слюдистые породы	Андалузито-слюдистые породы	Кварцево-андалузитовые породы	Андалузито-кварцевые породы
1	Корунд	74,00	60,00	70,00	5,00	1,00	20,00	5,00	30,00	2,00	1,00	1,00
2	Пирит	16,00	8,00	5,00	10,00	2,00	8,00	5,00	2,00	4,60	5,00	5,00
3	Рутил	Е. зн.	Е. зн.	Е. зн.	Е. зн.	Е. зн.	Е. зн.	Е. зн.	Е. зн.	Е. зн.	Е. зн.	Е. зн.
4	Циркон	—	—	—	Ед. з.	—	Ед з.	Ед з.	—	—	—	—
5	Андалузит	3,00	25,00	1,00	81,00	95,00	66,00	60,00	5,00	25,00	63,00	33,00
6	Диаспор	—	Е. зн.	Е. зн.	Е. зн.	—	Е. зн.	Е. зн.	—	Е. зн.	Е. зн.	Е. зн.
7	Слюда или пирофиллит	6,00	6,00	23,00	3,00	1,00	5,00	25,00	59,00	64,00	6,00	10,00
8	Кварц	—	4,00	Е. зн.	1,00	1,00	1,00	5,00	1,00	3,00	25,00	50,00
9	Хлорит	—	—	—	—	—	—	—	—	Е. зн.	—	—
10	Каолинит	—	Е. зн.	—	Е. зн.	—	Е. зн.	Е. зн.	1,00	1,00	Е. зн.	1,00
11	Лимонит	1,00	Е. зн	1,00	Е. зн.	—	Е. зн.	Е. зн.	2,00	1,00	Е. зн.	Е. зн.

Пирито-корундовые породы. Встречаются редкими небольшими неправильными или линзовидными участками. Вокруг линз иногда наблюдаются узкие каемки, состав которых зависит от вмещающих пород. Если окружающие породы представлены серицитовыми вторичными кварцитами, то каемка сложена андалузито-слюдистыми породами. Когда вмещающими породами являются слюдисто-корундовые, то каемка представлена андалузито-корундовыми или андалузитовыми породами. Макроскопически пирито-корундовая порода тонкозернистая, грязно-серого цвета, с густой вкрапленностью пирита, изредка придающей породе желтоватой оттенок.

Преобладающий минерал корунд представлен неправильными шестообразными зернами, узкими призмочками размером 0,06—0,08 *мм*. Пирит включен в корунд или располагается между его зернами. Редкие таблички андалузита переполнены включениями корунда и пирита.

Андалузито-корундовые породы. Пользуются широким развитием на 685 горизонте, где залегают неправильными телами. Макроскопически порода мелко- или тонкозернистая, серого, синевато-серого, светлосерого цвета, а в отдельных участках с розовато-фиолетовым оттенком, с неравномерно развитой вкрапленностью пирита.

Преобладающий минерал корунд выделился узкими призмами или широкими короткими табличками, неправильными зернами. Крупные таблички андалузита (0,7 *мм*) образуют обособленные скопления. Таблички андалузита переполнены включениями корунда. Мелкие чешуйки слюды или пирофиллита встречаются неправильными скоплениями. Микроскопические кристаллики рутила включены в андалузит или концентрируются среди корундовой массы. Зерна диаспора замещают андалузит.

Слюдисто-корундовые породы. Пользуются наибольшим развитием. Они равномерно распространены по всему рудному телу. На 680 горизонте линза слюдисто-корундовых пород, залегающая в серицитовых вторичных кварцитах, окружена узкой каемкой андалузито-слюдистых пород. Порода окрашена в светлосерый, серый, серовато-голубоватый цвет. Порода обладает неравномерным сложением.

Пирито-андалузитовые породы. Встречаются вблизи периферии рудного тела, а иногда и на контакте с вмещающими анда-

лузитовыми вторичными кварцитами. В последнем случае между пирито-андалузитовой породой и андалузитовыми вторичными кварцитами развита узкая оторочка кварцево-андалузитовых пород. Пирито-андалузитовая порода мелкозернистая, светлосерого цвета с розоватым оттенком. Преобладающий андалузит развит широкими или узкими табличками, в которых встречаются включения корунда, пирита, циркона, рутила.

Андалузитовые породы. Распространены редко. Пространственно тесно связаны с пирито-андалузитовыми породами. Обладают серовато-розовой окраской. Пирит, диаспор, каолинит отсутствуют.

Корундо-андалузитовые породы. Встречаются на всех горизонтах вблизи периферии рудного тела. По контакту их с вмещающими породами развита кварцево-андалузитовая оторочка. Корундо-андалузитовая порода тонко- или мелкозернистая, серого цвета, с неравномерно рассеянной вкрапленностью пирита.

Корунд и андалузит встречаются обособленными участками, редко наблюдается полосчатое их расположение. На границе корундовых и андалузитовых участков иногда встречаются скопления чешуек или мелких листочков слюды и редкие зерна кварца.

Слюдисто-андалузитовые породы. Занимают подчиненное положение по сравнению с корундо-андалузитовыми породами. Они распространены в периферической зоне рудного тела. Порода обладает светлосерой с слабым розоватым оттенком окраской, в основном сложена андалузитом, среди которого слюда образует небольшие скопления.

Корундо-слюдистые породы. Встречаются небольшими участками около даек габбро-порфирита. Макроскопически порода мелкозернистая, пористая, белого цвета. Агрегаты мелких зерен корунда неравномерно распространены среди слюдистой массы. На 685 горизонте корундо-слюдистая порода содержит зерна корундо-филлита и диаспора.

Андалузито-слюдистые породы. Пользуются значительно большим распространением по сравнению с корундо-слюдистыми породами. Они встречаются по периферии рудного тела. На 680 горизонте андалузито-слюдистая порода в виде каемки окружает линзу слюдисто-корундовых пород. Порода белого, серого или зеленоватого цвета. Андалузит и слюда распространены неправильными участками или полосами.

Кварцево-андалузитовые породы. Развиты исключительно в периферической оболочке рудного тела. Внешне порода тонко-или мелкозернистая, серого и темносерого цвета с редкой вкрапленностью пирита и единичными вкрапленниками кварца. Невооруженным глазом данную породу невозможно отличить от андалузито-кварцевой, а также от андалузитового вторичного кварцита. Кварц и андалузит развиты неправильными скоплениями. Андалузит, кроме обычных изометрических или продолговатых табличек, обладает игольчатой формой развития. Игольчатый андалузит образует радиально-лучистые скопления. Весьма редко в андалузите заметен слабый плеохроизм в голубых тонах.

Андалузито-кварцевые породы. Пространственно тесно связаны с кварцево-андалузитовыми породами и внешне не различимы, но занимают подчиненное положение.

Жильные породы

Андалузито-корундовое тело на северном и южном окончаниях прорезывают жилы габбро-порфирита. Экзоконтактовые изменения, вызванные жилами габбро-порфиритов в рудном теле и вторичных кварцитах, сказались на расстоянии 0,2—1,0 *м*. Они заключаются в появлении чешуек хлорита, в переходе корунда в корундофиллит и андалузита в биотит. Но эти изменения не имеют широкого развития. Во вторичных кварцитах образуется только хлорит. Габбро-порфириты в результате автогидротермального метаморфизма подвергались глубокому изменению, особенно на южном окончании рудного тела. В эндоконтактах многих жил образуются узкие, до 0,25 *м* оторочки темносерых пирито-слюдистых пород. Изменение габбро-порфиритов идет по следующей схеме: вначале образуется плагиоклазо-актинолитовая порода, затем биотито-хлоритовая, а далее хлоритовая, серицито-хлоритовая, хлорито-серицитовая, пирито-серицитовая. Минералогический состав перечисленных разновидностей приведен в табл. 2.

Таблица 2

№№ п/п	Наименование минералов	Плагиоклазо-актинолитовая порода	Биотито-хлоритовая порода	Хлоритовая порода	Серицито-хлоритовая порода	Хлорито-серицитовая порода	Пирито-серицитовая порода
1	Андалузит	—	—	5,00	—	—	1,00
2	Плагиоклаз	10,00	—	2,00	—	—	—
3	Кварц	—	11,00	4,00	10,00	10,00	7,00
4	Актинолит	83,00	—	1,00	—	—	—
5	Пирит	2,00	3,00	6,00	6,00	—	14,00
6	Биотит	—	40,0	1,00	—	—	—
7	Хлорит	5,00	45,00	80,00	60,00	20 00	—
8	Рутил	Ед зн.	1,00	1,00	1,00	2,00	Ед. зн.
9	Серицит	—	—	—	23,00	68,00	78,00

Конечной стадией метаморфизма габбро-порфиритов являются пирито-серицитовые породы.

Минералогический состав прожилков, секущих габбро-порфириты, рудное тело и вторичные кварциты, приведен в табл. 3.

Таблица 3

№ п/п	Наименование минералов	Диаспоро-пирофиллитовые прожилки	Пирито-пирофиллитовые прожилки	Кварцево-пирофиллитовые прожилки	Пирофиллито-каолинитовые прожилки
1	Пирит	10,00	17,00	5,00	2,00
2	Диаспор	40,00	1,00	2,00	1,00
3	Пирофиллит	50,00	75,00	73,00	25,00
4	Кварц	—	2,00	20,00	Ед. зн.
5	Каолинит	—	3,00	—	72,00
6	Лимонит	—	2,00	—	—

Все прожилки сосредоточены главным образом на южном окончании рудного тела. В прожилках первым выделился пирит, затем диаспор, пирофиллит и кварц.

Краткие сведения о тектонике месторождения

В тектонике массива и месторождения мы различаем три этапа: 1) дорудный, 2) рудный и 3) послерудный.

1-й этап. Образование в кислых эффузивах ряда брахиантиклинальных складок и осложнение их микросдвигами, микросбросами. Углы падения крыльев не превышают 15—20°.

2-й этап. Образование во вторичных кварцитах ряда крупных тектонических трещин в двух зонах и формирование в последних рудных тел: в западной зоне главного андалузито-корундового, гематито-корундового и шести андалузитовых, в восточной—всех остальных более мелких тел. Образование андалузито-корундового тела сопровождалось тектоническими нарушениями. После кристаллизации серых корундовых пород они подверглись дроблению. Образовавшаяся тектоническая брекчия цементировалась синим корундом.

3-й этап. Андалузито-корундовое тело разбивается рядом широтных трещин, в которые внедряются габбро-порфириты. Жилы габбро-порфиритов, в свою очередь, нарушаются многочисленными тонкими трещинами юго-западного направления и выполняются пирито-пирофиллитовыми прожилками.

Таким образом, видно, что андалузито-корундовое тело отличается сложным строением и составом и что образование его происходило значительно позже вторичных кварцитов, а не одновременно, как указывает К. Н. Озеров.

Рудник Семиз-бугу

ЛИТЕРАТУРА

1. Русаков М. П. и Наковник Н. И. Корундовые месторождения Казахской степи Семиз-бугу и Калак-тас. Труды ГГРУ, вып. 87, 1932.

2. Озеров К. Н. К генезису месторождения корунда и андалузита Семиз-бугу Казахской степи и вмещающих его вторичных кварцитов. «Пробл. сов. геол.» № 8, 1933.

3. Тригулов И. С. Отчет о разведке андалузит-корундового месторождения Семиз-бугу по работам 1938—1939 гг. Фонды Казахского геол. упр.

4. Марков П. С. Отчет о геологических исследованиях в Семиз-бугинском районе в 1941 г. Фонды Казахского геол. упр.

5. Асташенко К. И. Итоги двухлетних поисково-разведочных работ на месторождении корунда и андалузита Семиз-бугу 1941 и 1943 гг. Фонды Семиз-бугинского рудоуправления.

Геологические факторы и вероятный механизм процесса метаморфизма углей

А. К. Матвеев

1. Общие положения

Выяснение причин и условий метаморфизма углей является одним из наиболее сложных вопросов угольной геологии и углехимии.

Существующие теории метаморфизма углей можно разделить на три основные группы. Это деление основывается на 1) различии исходного растительного материала, 2) различии в характере биохимических процессов, при которых происходило его превращение в уголь, и 3) влияние геологических факторов: динамометаморфизма, контактового, статического и регионального метаморфизма.

Работы последних лет по изучению химии угля, его строения и геологии угольных месторождений, сблизив между собой эти теории, показали, что они не исключают одна другую и в то же время не позволяют обойтись при решении вопроса о метаморфизме углей без какой-нибудь одной из них.

Каждая из причин в отдельности (состав исходного вещества, биохимические процессы, геологические факторы) действительно в той или иной мере определяла направление и дальнейший ход процесса метаморфизма углей, но в разные его этапы значение каждой из этих причин различно.

Для выяснения влияния геологических факторов мы разделяем их на две (различные по своему значению) категории:

1) факторы пассивные, характеризующие лишь условия геологической среды,

2) факторы активные.

Первые из них принадлежат к явлениям, лишь сопровождающим процесс метаморфизма углей и не играют в нем самом какой-либо существенной роли, вторые же обусловливают ход этого процесса (на всем его протяжении или в какой-либо его стадии) или же служат одной из причин его возникновения.

Такое разделение геологических факторов и излагаемый далее краткий их анализ приводят к выводу, что некоторые факторы, как, например, динамометаморфизм и контактовый метаморфизм, не являются активными, и их влияние на процесс метаморфизма углей в широком, региональном масштабе ограничено, а иногда и совершенно исключено.

Анализ геологических факторов метаморфизма углей достаточно подробно освещен нами несколько лет назад [8]; ввиду малой доступности этой работы, ниже дается краткое ее изложение.

2. Краткий анализ факторов метеморфизма

Наименее связанной с влиянием геологических условий является первая из указанных выше теорий. Согласно ей, различие качеств и свойств угля объяснялось различием состава и характера разложения исходных растительных остатков. Вследствие этого возникло различие в первоначальных стадиях их изменения, благодаря чему, несмотря на сходство последующих процессов, якобы и образовывались различные угли — от бурых до антрацитов.

Однако исследования углей и антрацитов Донбасса, произведенные З. В. Ергольской [2] и Л. И. Сарбеевой [10], показали, что при последовательном изменении свойств угля в сторону повышения его метаморфизма компоненты его сохраняют свои количественные и стратиграфические соотношения.

К аналогичным выводам пришли и исследователи швейцарских антрацитов [20].

Случаи сохранения строения исходного вещества при различных степенях метаморфизма известны и в Южном Уэльсе, где газовые угли постепенно по простиранию переходят в антрациты.

Необходимо еще кратко остановиться на вопросе, были ли углеобразователи одинаковы в стереохимическом отношении или они претерпевали какие-либо изменения в геологические периоды? Как известно, Г. Л. Стадников вообще отрицает подобные изменения. Однако С. Л. Иванов [5] методом палеофитохимического анализа установил, что эти изменения, несомненно, имели место; они вызывали усложнение строения углеобразователей, причем геологически более древние углеобразователи имели меньшую способность к сопротивлению распаду органического вещества, чем более молодые.

Из изложенного вытекает, что активный фактор, под влиянием которого происходил (или начинался) процесс подобного распада, в древние периоды мог иметь для углеобразователей меньший потенциал, чем в более поздние геологические периоды.

В результате последних исследований природы угля подтверждается мнение, что при процессе его метаморфизма основными факторами являются биохимические и химические. Наряду с ними несомненное значение имеют и геологические факторы.

Однако активными они являются все же в сравнительно недолгий (в геологическом понимании) период — лишь с момента начала действия биохимических факторов до определенной стадии состояния коллоида; в дальнейшем они уже не имеют существенного значения и играют роль пассивных индикаторных факторов.

Рассмотрим с этой точки зрения третью группу теорий — теорий изменения свойств углей под влиянием геологических условий, т. е. проявления контактового метаморфизма, динамометаморфизма, статического и регионального метаморфизма.

а) Контактовый метаморфизм

Контактовый метаморфизм проявляется лишь при очень небольшом расстоянии от магматического тела до пласта угля. Во всех случаях метаморфизм угля под воздействием силла или секущей жилы распространяется на незначительное расстояние. Так, в Буреинском бассейне всего в 4—5 *м* от интрузивов уголь содержит уже нормальное количество летучих веществ.

В Хунгарийском и Забайкальских месторождениях базальты, прорывающие пласт угля и непосредственно залегающие на нем, не вызывают заметного повышения степени метаморфизма, и уголь остается таким же, как и в ближайших точках, не затронутых этими излияниями. Влияние крупных базальтовых покровов на метаморфизм углей южноафриканских месторождений сказывается, как известно, лишь при залегании этих покровов вблизи пласта угля, на расстоянии не более, чем пятнадцати-двадцатикратном его мощности [8].

Более значительное воздействие на уголь теоретически возможно со стороны кислых магматических пород, обладающих большим количеством летучих соединений; однако такие случаи редки, не имеют широкого площадного распространения и к тому же мало изучены.

Редкие указания в литературе на переход бурых углей в каменные под влиянием контактового метаморфизма основаны на изучении углей по макроскопическим признакам, часто даже без подтверждения соответствующими химическими анализами. В то же время, в результате изучения изменения бурого угля под влиянием андезита в Чехословакии, установлено, что частицы «блестящего угля» не представляют собой каменного угля и не могут служить доказательством перехода бурого угля в каменный, как это предполагалось ранее, а являются продуктом возгонки и конденсации в буром угле дегтя, образовавшегося в непосредственном контакте угля и андезита. Аналогичные примеры известны также для Суматры и Новой Каледонии [11].

б) Динамометаморфизм

Проявления динамометаморфизма понимается как изменения углей, связанные с перемещением вмещающих толщ, в результате чего возрастают давления и температуры. При этом исследователи принимают, что в отношении времени проявления динамометаморфизм отличается от регионального метаморфизма тем, что второй имеет место до эпохи складкообразования, в то время как первый является результатом действия тектонических сил [3]. При этом предполагается, что повышение углефикации происходит во всех стадиях состояния угля, когда бы эти тектонические силы ни проявлялись; именно динамометаморфизмом Ю. А. Жемчужников объясняет различие в степени метаморфизма углей Подмосковного и Кизеловского бассейнов [3].

Действительно, не известно ни одного в той или иной мере не дислоцированного месторождения каменного угля.

Однако, как это будет показано нами ниже, далеко не в любую стадию превращения угля проявления тектоники должны быть отнесены к активным факторам. Известно, например, что в Средней Азии сильно дислоцированные месторождения содержат бурые угли.

В Донбассе изоволи, т. е. линии одинакового содержания летучих, пересекают линии основных разломов; повышение метаморфизма угля около разломов практически не наблюдается или имеет очень малые ареалы.

Сильно дислоцированные южные месторождения Южного Уэльса вмещают в себе газовые угли, в то время как в северной части бассейна, характеризующейся пологой складчатостью и малым количеством дизъюнктивных дислокаций, развиты антрациты. Аналогичные примеры могут быть приведены и для других бассейнов как в СССР, так и заграницей.

Интересен для данного случая каменноугольный бассейн Шеньси в Китае. В южной его части, где распространены антрациты, слои залегают почти горизонтально и мало нарушены на всей площади «антрацитовой террасы»; в то же время при почти аналогичных условиях залегания и даже более резко выраженных дислокациях в северной и северо-восточной частях бассейна залегают полуантрациты и битуминозные угли [12].

Известно, что в бассейне Сен-Этьен степень метаморфизма углей постепенно уменьшается с запада на восток; в зонах наибольшей складчатости и нарушенности это изменение степени метаморфизма не меняет ни характера, ни своего направления [12].

Приведенные примеры, число которых может быть значительно увеличено, позволяют сделать вывод, что складчатость, происходящая после определенной стадии изменения угля, не влечет за собой повышения степени метаморфизма углей месторождения или бассейна, являясь пассивным фактором.

в) Статический метаморфизм

Исследователи, считающие, что бурый уголь переходит в каменный под влиянием комбинации давления и температур, указывают, что этот переход должен совершаться приблизительно при 300°С. Однако известно, что при такой температуре начинается термический распад каменного угля, а возможная высшая граница, при которой каменный уголь обогащается углеродом, лежит не выше 200° С и ближе к 100° С [11]. В то же время установлено, что для сформировавшегося угля изменение температуры до этих пределов совершенно недостаточно для повышения содержания в нем углерода в таком количестве, как это наблюдается в исследованных углях, даже если и принять средний геотермический градиент для угольных месторождений в 25—30 *м*[1] на 1° С [8].

Так как геотермические исследования развиты еще недостаточно, мы не будем касаться вопроса температур при статических давлениях, а обратимся к некоторым примерам из области геологии угольных месторождений.

Известно, что газовые и длиннопламенные угли нижних свит в западной части Донбасса испытывали нагрузку от вышележащих пород на 4—5 *км* бо́льшую (а соответственно этому и большее воздействие температур), чем самые верхние пласты антрацита в восточной части бассейна. Такой же пример несоответствия между изменением общей мощности покрывающих пород и повышением метаморфизма в близких по типу углях наблюдается в бассейне Мичиган (США), где средняя группа (группа Седжино) угленосной толщи карбона вмещает газовые угли, а вышележащая группа (группа Верне) — угли коксовые [12].

В Пенсильванском бассейне, где угленосная толща пенсильванского отдела уменьшает свою мощность с юга на север, обогащение углеродом идет почти в перпендикулярном направлении — с северо-востока на юго-запад [22]. Кстати сказать, здесь, как и в Донбассе, изокарбы, т. е. линии одинакового содержания углерода, пересекают линии тектонических смещений.

Ряд аналогичных примеров приводит к выводу, что большая мощность пород, покрывавших уголь после определенной стадии его формирования, не обусловливает увеличения в нем углерода и перехода угля из одного состояния в другое; следовательно, общая мощность надугленосных пород является также фактором пассивным. Вывод этот подтверждается и примерами глубокого (1,5—2 *км*) залегания бурого угля в районах Второго Баку, в Югославии, на Суматре и в других районах.

[1] Среднее складывается из разных величин: 5 *м* для угольных пластов, 20 *м* для глинистого сланца и 30 *м* для песчаника; для угольных месторождений под дном моря—56 *м*.

г) Региональный метаморфизм

По определению Ю. А. Жемчужникова [3], «региональный метаморфизм проявляет свое действие до эпохи складкообразования, в период отложения осадков в геосинклинали».

При рассмотрении регионального метаморфизма углей Донбасса Ю. А. Жемчужников указывает, что главной причиной метаморфизма и уменьшения летучих веществ является увеличение мощности покрывающих пород.

Основываясь на только что приведенных примерах, мы не можем считать такое объяснение правдоподобным. Очевидно, причиной повышения степени метаморфизма углей являются факторы более общего и широкого значения.

Региональный характер метаморфизма углей в одном и том же пласте в Донбассе, как известно, заключается в закономерном увеличении углерода и уменьшения летучих веществ в направлении с северо-запада на юго-восток.

Весьма характерно в то же время, что линии одинакового содержания летучих веществ при этом соответствуют складчатым структурам бассейна, но, как указывалось, идут независимо от дизъюнктивных линий.

В Пенсильванском бассейне количество углерода увеличивается приблизительно в направлении перехода от слабо дислоцированной области и плато к более сильно дислоцированной предгорной зоне.

По исследованиям Бреннера [18], одновременно с увеличением углерода в углях отмечается закономерное уменьшение пористости вмещающих пород (кварцевых песчаников): от 10—11% в слабо складчатых районах до 7,8—8,0% для промежуточной части бассейна и до 5,7—6,0% для области предгорья. При этом изменения пористости песчаников в зависимости от глубины их залегания не наблюдается.

Аналогичные соотношения между уменьшением пористости пород и увеличением углерода в углях известны также по работам Гендриха [19] для западной части Арканзаса. Между прочим, изокарбы проходят здесь почти перпендикулярно к основному сбросу—как и в Донбассе их направление следует направлению основных складчатых структур бассейна.

Работы А. Т. Донабедова [1] по Донбассу показали совершенно такие же соотношения между пористостью и увеличением углерода, как в Пенсильванском бассейне и в Южном Уэльсе: уменьшение пористости на юго-восток, где развиты антрациты, и увеличение ее на запад и северо-запад, где располагаются угли, значительно менее метаморфизованные, преимущественно газовые и длиннопламенные.

В Южном Уэльсе зональность распределения углей нижней продуктивной группы проявляется в распространении в северо-западной части бассейна антрацитов, в южной — углей газовых. Широтный раздел указанных зон отвечает широтному же направлению основных складчатых структур бассейна и не нарушается позднейшими поперечными разры-
вами [12].

3. Основные фазы и механизм процесса метаморфизма

В приведенных выше примерах месторождения каменного угля характеризуются тремя основными признаками: складчатостью, диагенезом, вмещающих пород и сравнительно большой их мощностью.

Эти признаки в то же время являются основными для осадков, которые образовались в условиях субгеосинклинальных впадин.

Исходные вещества угля, пройдя биохимические превращения, распространяющиеся на глубину не более 25—30 *см* торфогенного слоя, в дальнейшем претерпевают изменения преимущественно под влиянием геохимических факторов. Эти изменения заключаются в последовательном разложении материала, превращении его в коллоидное состояние и изменении его внутренней структуры.

Этот процесс изменения, подробное описание которого будет изложено в другой работе, происходит в различных условиях, имеет различную длительность, но все же продолжается достаточно долгий период и является общим как для образования бурого (в одних условиях), так и каменного (в других условиях) угля.

После набухания разложившегося вещества, сопровождающегося поглощением громадного количества воды, в условиях погребения коллоидной массы под вышележащим слоем пород, наблюдается обратная последовательность — освобождение коллоидной массы от воды набухания и концентрация углеродной части коллоида; эта фаза процесса метаморфизма углей является основной [8].

Этот общий для коллоидов процесс [6] — самопроизвольной коагуляции или старения — в нормальных термодинамических условиях достигает определенной стадии стабилизации [17, 8], повидимому близкой к стадии бурого угля; особенностью его служит появление, а затем увеличение степени ориентации мицелл, так же как и размеров последних, по мере отщепления воды и уплотнения углеродной части коллоида.

Усиление термодинамических напряжений р а н е е времени наступления указанной стадии стабилизации коллоида ускоряет отщепление воды от углеродной его части, увеличивает конденсацию ароматического кольца, повышает степень ориентации мицелл до стадии кристаллизации, и тем самым приводит к образованию каменного угля—вещества нового строения, с новыми физическими свойствами[1].

Совершающийся в направлении уплотнения углеродом ароматических колец процесс метаморфизма идет одновременно и в направлении более четкого выражения кристаллических свойств вещества.

Указанные изменения вещества вызывают целый ряд промежуточных по своему кристаллическому строению форм, с соответствующей гаммой всех свойств и качеств углей; судя по рентгенометрическим исследованиям, различной степени метаморфизма углей отвечает и различное, повидимому, строение их кристаллической решетки.

Большая сложность и незначительное количество произведенных специальных исследований [7] не дают еще возможности выяснить соотношения между определенной кристаллографической структурой угля и степенью его метаморфизма; последовательное увеличение показателя преломления углей по мере увеличения степени их метаморфизма (торф—1,584, бурые угли — до 1,619, каменные угли — от 1,619 до 1,645, более

[1] Вопрос о возможности и размерах зависимости процесса метаморфизма от характера водной среды, ввиду недостаточной изученности, здесь нами не рассматривается.

метаморфизованные угли — 1,795), во всяком случае, указывает на уплотнение кристаллической структуры вещества угля.

Описание хода этого явления будет дано нами в другой статье, освещающей механизм процесса метаморфизма углей; здесь же оно приведено вкратце и схематически лишь для пояснения значения геологических факторов в процессе метаморфизма.

Как видно из изложенного, значение их в основном заключается в своевременном — до появления критической стадии стабилизации коллоида — создании такой температуры и направленного давления, которые обеспечивают ту или иную степень полноты течения процессов отщепления воды, конденсации углеродной части вещества угля и кристаллизации его.

Характер и время проявления этих факторов становятся ясными из признаков пород, вмещающих каменный уголь: породы эти более литифицированы и вообще претерпели больший диагенез, чем одновременные им образования буроугольной зоны того же бассейна или даже породы, в которых бурый уголь залегает с несоизмеримо более древних времен.

Литификация и диагенез, как известно, не являются факторами статического давления или времени [13] и проявляются лишь в складчатых комплексах [17].

Все эти признаки, как мы уже указывали, являются основными для отложений, образовавшихся в условиях субгеосинклинальных впадин [4].

Прогибания этих зон, одновременные с седиментацией, сопровождают или предопределяют заложение структур, продолжительность явлений сжатия в одних частях, растяжения в других и вообще динамических давлений [14], в результате чего и создается указанное повышение температур и давлений, что способствует ориентации кристаллитов.

Со своевременным проявлением этих условий, т. е. не позднее критической стадии состояния коллоида, и связывается образование каменного угля.

Для большей отчетливости этого положения следует еще раз подчеркнуть, что давление в данном случае подразумевается не как статическое, связанное с увеличением мощности пород, а как динамическое, одновременное с опусканием слоев, с одной стороны, и противодействием этому опусканию внутренних слоев — с другой [21, 14].

Это противодействие иногда проявляется в форме интрузивных образований, соответствующих наиболее глубоким зонам опускания и содействующих дополнительному повышению температуры и давления. Однако появление интрузивов не служит само по себе причиной метаморфизма углей, как это принимается некоторыми авторами [16]. Пример Донбасса показывает, что этот процесс происходит без влияния внешнего подогрева пород и угля со стороны интрузивов.

Процессы складкообразования, о которых мы выше говорили, происходившие одновременно с седиментацией, с наложением их в пространстве друг на друга, обычно являлись унаследованными.

Как известно, скорость и амплитуда опусканий одной части бассейна по сравнению с другой в ту же эпоху иногда отличаются в 2—6 и более раз. Эти соотношения, не сохраняя своей величины, обычно остаются в бассейне однозначными на протяжении всего периода углеобразования в нем.

В месторождениях менее метаморфизованных углей породы являются одновременно менее диагенетически измененными и обладающими меньшей мощностью, чем в месторождениях углей более высоко метаморфизованных. Отсутствие складчатости не служит обязательным приз-

наком первых, но если оно проявляется позднее, чем стадия стабилизации вещества, то она не имеет уже значительного влияния ни на диагенез пород, ни на метаморфизм угля.

Эти признаки характеризуют зоны седиментации, которые до периода критической стадии состояния коллоидного вещества угля имели сравнительно небольшие амплитуды погружения.

Зоны, промежуточные между зонами наиболее глубоких (до стабилизации коллоида) и минимальных погружений, характеризуются промежуточным значением геологических факторов, в том числе и промежуточной степенью метаморфизма углей.

4. Соотношение расположения зон различной степени метаморфизма

Разнообразные сочетания природных условий, в которых происходило образование угля, при общем течении процесса метаморфизма в направлении наибольшего повышения содержания углерода и приближения к строению графитового тела, обусловили и переходные формы свойств углей. Изменения их свойств наблюдаются не только в пределах месторождения, но нередко и в пределах одного пласта, ибо значительная продолжительность периода его накопления предопределяла известное различие и природных условий среды. Этим обусловливается и возможное изменение метаморфизма отдельных пачек пласта угля одного и того же петрографического состава.

Региональный метаморфизм углей одного бассейна может испытывать изменения и в горизонтальном и в вертикальном направлениях. В первом случае они заключаются в последовательном уменьшении метаморфизма одного и того же пласта угля, прослеживаемого от зоны наибольшего к зоне наименьшего погружения.

Двигаясь от участков с углем наивысшей степени метаморфизма, мы должны встретить участки с менее метаморфизованным углем того же пласта, затем участки со смешенными углями—и каменными и бурыми — и, наконец, участки с бурым углем, поскольку, идя в этом направлении, мы встречаем зоны с последовательно запаздывающим и уменьшающимся термодинамическим потенциалом.

Такая последовательность известна в Донбассе, где буроугольная зона располагается севернее р. Донец и намечается в крайней юго-западной части Донбасса [9], в Ленском бассейне, в котором каменный уголь содержится в восточной части и бурый — в одновозрастных толщах западной части [4], в Канадском бассейне (мелового возраста) и т. д.

При широких трансгрессиях и регрессиях буроугольная зона для разных пластов, очевидно, может несколько смещаться, вследствие чего отдельные пласты бурого угля могут оказаться в переходной зоне; наоборот, в буроугольной зоне могут содержаться пласты и более высоко метаморфизованные.

Последовательное уменьшение степени метаморфизма в вертикальном направлении известно под названием правила Хильта. Оно наблюдается во многих бассейнах и является результатом их повторных колебательных движений [8]. Анализ разрезов угленосных бассейнов показывает, что отложение угленосных толщ в них шло с явно выраженной миграцией оси прогибания и при тенденции к обмелению бассейна. Замедление и меньшая глубина погружения верхних пластов угля, по сравнению с нижними пластами, так же как и меньшие напряжения,

определили и сравнительно меньший метаморфизм первых по сравнению со вторыми, расположенными на одной вертикали.

Отсюда следует, что правило Хильта, очевидно, должно оправдываться в бассейнах, где равномерно уменьшаются амплитуды и скорости опускания в первый период углеобразования; правило нарушается при изменении этого режима, который свойственен большей части геосинклинальных площадей [14].

ЛИТЕРАТУРА

1. Донабедов А. Т. Результаты геофизических исследований на территории Б. Донбасса. Сб. «Большой Донбасс». 1940.
2. Ергольская З. В. Изменение ископаемых углей в процессе углефикации. ВСЕГЕИ, 1937.
3. Жемчужников Ю. А. Общая геология каустобиолитов, 1935.
4. Иванов Г. А. Каустобиолиты. Краткий курс полезных ископаемых. Часть IV под редакцией А. Г. Бетехтина, В. Н. Зверева и П. М. Татаринова, 1937.
5. Иванов С. Л. Опыт реставрации химических особенностей растительности. Пробл. физич. геогр., т. 1, 1934.
6. Липатов С. М. Высокополимерные соединения (лиофильные коллоиды), Гизлегпром, 1934.
7. Матвеев А. К. Метаморфизм и внутреннее строение вещества ископаемых углей. ВГФ, 1939.
8. Матвеев А. К. Про геологични фактори час их выявления в процессе метаморфизму вугилля. Геологичный Журнал, т. VII, вып. 1—2, 1940.
9. Погребицкий Е. А. О факторах метаморфизма углей Донецкого бассейна. «Химия твердого топлива», вып. 5, 1937.
10. Сарбеева Л. И. Исследование структуры антрацитов в поляризованном свете. Тезисы докладов XVII сессии МГК, 1937.
11. Стадников Г. Л. Происхождение углей и нефти. III изд., 1937.
12. Степанов П. И. и Миронов С. И. Геология месторождений каустобиолитов, 1936.
13. Твенхофель У. Х. Учение об образовании осадков, 1936.
14. Тетяев М. М. Основы геотектоники, 1935.
15. Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре, 1936.
16. Шехунов В. С. К вопросу о метаморфизме углей. «Пробл. сов. геол.» № 3, 1938.
17. Bary P. Die Entwicklung der colloiden molekul. Chem. Ztrbl., S. 581, 1931.
18. Branner C. Sandstone Porosities in Paleozoic Region in Arkansas. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. No. 1, 1937.
19. Hendrick Th. Carbon Ratios in Part of Arkansas—Oklahoma Coal Field. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., No. 7, 1935.
20. Koopmans K. G. Untersuchung und Beobachtungen an schweizerischen Kohlen .11 Congrès pour l'avancement des études de stratigraphie carbonifère, Heerlen 1935.
21. Pruvost P. Sedimentation et subsidence. C. R. Soc. Géol. de France, pp. 545—564, 1935.
22. Stadnitschenko T. Progressive regional metamorphism of Western Pennsylvania. Econ. Geol., No. 6, 1934.

Оливиновые турьяиты (ковдориты)— новые глубинные мелилитовые породы Кольского полуострова

Ц. Г. Златкинд

Летом 1940 г. во время геологического картирования Ковдорозерского плутона (юго-западная часть Кольского полуострова), сложенного щелочными и ультраосновными породами, автором были обнаружены глубинные мелилитовые породы, до настоящего времени не описанные.

Глубинные изверженные породы, содержащие в значительном количестве мелилит, встречаются очень редко. В СССР они известны на Кольском полуострове и в Западной Сибири (Горная Шория—массив Патын). Мелилитовые породы Кольского полуострова генетически связаны с щелочными и ультраосновными породами, находящимися на Турьем мысе (южный берег Кольского полуострова) и вблизи ст. Африканда, Кировской ж. д.

Мелилитовые породы Турьего мыса впервые (1911 г.) были найдены В. Рамсеем, который назвал их турьяитами. После Рамсея комплекс щелочных пород Турьего мыса изучили Д. С. Белянкин [1], Э. Кранк [6] и И. С. Ожинский [2].

Эти исследователи указывают на генетическую связь турьяитов с ассоциирующими с ними породами ийолитовой серии.

Турьяиты представляют собой полосчатые породы, состоящие из ксеноморфного мелилита с прекрасно выраженной спайностью, нефелина, лепидомелана, меланита, титано-магнетита, перовскита, апатита, пирита.

Средние количественные соотношения между главнейшими минералами следующие: мелилит 35,19%, нефелин 16,70%, лепидомелан 32,17%, перовскит 2,54%, апатит 9,93%. И. С. Ожинским [2] описаны также пегматитовые жилы, состоящие из мелилита, нефелина, перовскита и меланита, проникающие по полосчатости в турьяиты и секущие их и мелилитосодержащие ийолиты с острова Кидеречь (район Турьего мыса).

Мелилитовые породы из ультраосновного массива, расположенного вблизи ст. Африканда, описаны П. Н. Чирвинским, М. С. Афанасьевым и З. Г. Ушаковой [5] как разновидности оливиновых африкандитов (крупнозернистые пироксениты, обогащенные кнопитом и титато-магнетитом) и названы мелилито-оливиновыми африкандитами. Минералогический состав мелилито-оливиновых африкандитов следующий: мелилит 17—35, оливин 30—36, кнопит 18—20, титано-магнетит 12—22%. В незначительных количествах присутствуют биотит, пироксен, серпентин.

В 1936 г. Г. Саранчиной [4] были описаны нефелино-мелилитовые породы из Горной Шории (массив Патын). Породы эти образуют жилы мощностью до 4 *м*, приуроченные к зоне контакта между битуминозными известняками (донеморий—нижний кембрий) и интрузией титано-авгитового габбро. Мелилитовые породы встречены также в виде цемента известняковой брекчии и в виде гнезд среди известняка. Состав мелилитовых пород из Горной Шории, по данным Г. Саранчиной, следующий (в %): мелилит 40—90, нефелин 0—55 (обычно 20—25), гранит андродито-гроссулярового ряда 2—4, сфен и ильменит 5—15, аппатит 2—5, кальцит 0—5, пирит и пирротин 0—3; спорадически развит титан-авгит, содержание которого иногда достигает 1%.

Во всех рассмотренных случаях мелилитсодержащие породы возникают как производные недонасыщенной кремнекислотой магмы и ассоциируют либо со щелочными, либо с ультраосновными породами.

Это положение остается справедливым и для вновь обнаруженных мелилитовых пород — оливиновых турьяитов (ковдоритов), описанию которых посвящена настоящая работа.

Оливиновые турьяиты с ультраосновными породами играют весьма существенную роль в строении Ковдорозерского плутона.

Ковдорозерский плутон представляет собой интрузию центрального типа, обладающую концентрически-зональным строением, и по своим размерам может быть отнесен к плутонам третьей величины, согласно классификации Клооса. Центральная часть плутона сложена ультраосновными породами (оливиниты, серпентины, пироксениты, перидотиты). Вокруг ультраосновного ядра располагается кольцо оливиновых турьяитов. Следующее по направлению к периферии плутона кольцо сложено породами ийолит-якупирангитовой серии. Ийолитовое кольцо, в свою очередь, окружено мощной зоной фенитов и фенитизированных гнейсов, возникших, как контактово-метасоматическое образование, за счет вмещающих свионийских парагнейсов. В зоне фенитов и среди ультрабазитов встречаются крупные линзы карбонатитов. Форма плутона в плане близка к овальной. Контакты с вмещающими гнейсами крутопадающие и вертикальные и по своему характеру чаще являются несогласными. Концентрически-зональное строение плутона возникло вследствие того, что он был сформирован в несколько фаз интрузивной деятельности. Механизм магматической деятельности сводился к возникновению более или менее самостоятельных кольцевых или конических интрузий, совокупностью которых образован плутон.

В одну из последних фаз произошла кольцевая интрузия магмы, давшей при кристаллизации оливиновые турьяиты. Повидимому, эта интрузия использовала для своего проникновения контакт между ультрабазитами и породами якупирангитовой серии.

Этой интрузией было образовано кольцо оливиновых турьяитов мощностью от 200 до 1 500 *м*. Контактово-метасоматическое воздействие турьяитов на породы более ранних фаз выразилось в ослюденении последних. Процессы ослюденения и связанное с ними образование апатита и магнетита в зоне экзоконтакта наиболее интенсивно проявились в кровле интрузии оливиновых турьяитов. В боковых контактах интрузии, обычно близких к вертикальным, ослюденение захватывает только незначительной мощности зоны вмещающих пород, приводя к образованию слюдяных оливинитов, якупирантитов и ийолитов, в кровле же оно имеет площадное распространение, причем, наряду с перечисленными разновидностями, за счет вмещающих пород возникают слюдиты и апатито-слюдяные породы. Участок только что начавшей обнажаться кровли был обнаружен в юго-восточной части плутона, где

кольцо турьяитов прерывается и они сменяются по простиранию контактово-метасоматически измененными ультрабазитами и породами ийолит-якупирангитовой серии, среди которых встречаются небольшие выходы турьяитов, представляющие, повидимому, апофизы еще не вскрытого в этом месте главного интрузивного тела.

Оливиновые турьяиты представлены средне- и крупнозернистыми светлосерыми, до синевато-серых, разновидностями. Обычно это довольно свежие, массивные породы, но иногда они значительно выветрелы.

Минералогический состав их характеризуется следующими минералами, перечисление которых дается в порядке убывания: мелилит, моноклинный пироксен, оливин, слюда биотит-флогопитового ряда, нефелин, перовскит, магнетит, меланит, монтичеллит, апатит, серпентин, спорадически развиты амфибол и кальцит.

Мелилит образует неправильные, иногда таблицеобразные зерна в интерстициях пироксена и оливина. Он обладает хорошо выраженной спайностью по (001) и характерной тусклосиней (цвета разбавленных чернил) интерференционной окраской, которая распределяется зонально: центральная часть зерен более интенсивно синяя, периферическая — тусклосиняя и серо-синяя. Как правило, мелилит замещает пироксен и оливин; при этом он корродирует эти минералы, бухтообразно вдается в них и захватывает части их зерен.

Нередко можно наблюдать мелкие зернышки-островки, отделенные мелилитом от более крупного соседнего зерна пироксена или оливина, гаснущие одновременно с тем крупным зерном, частями которого они являются.

В некоторых шлифах мелилит образует тонкие червеобразноизогнутые, причудливо ветвящиеся и быстро выклинивающиеся прожилки внутри зерен пироксена. Часто прожилки соединяются друг с другом, образуя целую сеть, в ячейках которой размещаются мелкие участки пироксена, отделенные мелилитом от крупных зерен. Иногда мелилит образует каемки вокруг зерен пироксена и оливина. Нередко по трещинкам спайности в мелилите развивается мелкочешуйчатый слюдоподобный минерал — цеболит. Размер зерен мелилита от 0,5—1 *мм* до 3—4 *мм* в поперечнике. Оптически он отрицателен, одноосен. Показатели преломления, определенные при помощи иммерсий, следующие:

$N_m = 1{,}634$, $N_p = 1{,}627$, $N_m - N_p = 0{,}007$.

Содержание мелилита в породе колеблется от 20 до 70%.

Моноклинный пироксен развит в виде удлиненных или почти изометрических зерен бледно окрашенных в зеленоватый цвет. Изредка наблюдается слабый плеохроизм в желтовато-зеленоватых оттенках.

Крупные зерна пироксена идиоморфнее мелилита и, как уже отмечалось, корродируются последним вплоть до отсоединения мелких участков и захвата их мелилитом.

Иногда по пироксену развивается слюда флогопитового ряда.

Величина зерен пироксена варьирует от сотых и десятых долей миллиметра до 2—5 *мм*.

Измерения на Федоровском столике дали следующие результаты:

$C : Ng = 41°$	$2V = +59°$
$C : Ng = 43°$	$2V = +58°$
$C : Ng = 46°$	$2V = +58°$
$C : Ng = 50°$	$2V = +60°$

Таким образом, пироксен оливиновых турьяитов может быть отнесен к ряду авгита.

Содержание авгитового пироксена в породе крайне неравномерно и изменяется от 15% в участках, где мелилит является главным породообразующим минералом, до 50—60% в участках, где мелилит количественно подчинен пироксену и оливину.

Оливин развивается в виде удлиненных, овальных и боченкообразных зерен, лишь в периферической части замещенных серпентином, образующим узкие каемки.

Подобно пироксену, оливин разъедается мелилитом, и отторженцы его заключены внутрь мелилита. Судя по углу оптических осей (2 V изменяется в пределах от $+86$ до $+88°$), оливин является существенно магнезиальным. Средний размер зерен 1—2 *мм*. Содержание изменяется от 0 до 5—10%.

Слюда темная, биотит-флогопитового ряда плеохроирует в табачно-зеленых тонах. Схема абсорбции $Ng > Np$. Обычно слюда развивается по пироксену в виде мелких, хорошо образованных пластинок. Размеры их 0,5—3 *мм*. Содержание 5—15%. Нефелин присутствует далеко не во всех шлифах и развит в мелких квадратных, шестиугольных и неправильной формы зернах с бухтообразно корродированными краями. Зерна нефелина расположены внутри мелилита и в интерстициях других минералов и иногда замещаются тонкими ветвящимися жилками мелилита.

Величина зерен нефелина достигает 0,4 *мм*, обычно же значительно меньше. Содержание варьирует от 0 до 5—10%.

Перовскит распределен среди других минералов породы в виде неправильных и хорошо ограненных зерен, часто образует прерывистые каемки вокруг магнетита.

В проходящем свете перовскит обладает буровато-коричневой окраской, при скрещенных николях обнаруживает сложное двойниковое строение, напоминающее полисинтетическое двойникование плагиоклаза. Показатель преломления высокий. Величина зерен определяется сотыми и изредка десятыми долями миллиметра. Содержание колеблется от 0 до единичных зерен и иногда достигает 5—7%.

Магнетит образует неправильные и хорошо ограненные единичные зерна и агрегаты зерен, которые располагаются в интерстициях силикатов. Размеры отдельных зерен — сотые доли миллиметра. Содержание — от единичных зерен до 3%.

Меланит образует каймы вокруг зерен пироксена, мелилита и магнетита. В проходящем свете он обладает светлокоричневой окраской. Рельеф высокий. Крупных зерен, за редкими исключениями, не образует и обычно развит в виде агрегатов. Содержание незначительно.

Монтичеллит встречен в единичных шлифах. Он образует венцы и каймы из мелкопризматических зерен на границе кристаллов мелилита и оливина и, вероятно, возникает при замещении оливина мелилитом. Угасание монтичеллита прямое, угол $2V = 86°$, $Ng - Np = 0{,}015$.

Апатит изредка встречается в виде тончайших жилочек в пироксене.

Амфибол обнаружен в нескольких шлифах в виде единичных призматических и неправильных мелких зерен. Удлинение положительное.

Плеохроизм в очень бледных тонах:

Ng — бледнозеленый, Np — слабо желтоватый, $C : Ng = 28°$ (определено на Федоровском столике).

Кальцит развит в неправильных мелких зернах внутри мелилита и пироксена. Встречается чрезвычайно редко.

Структура оливиновых турьяитов характеризуется явлениями замещения одних минералов другими, образовавшимися в более позднюю стадию формирования породы. Выше было описано замещение мелилитом авгитового пироксена, оливина и иногда нефелина и слюдой — авгита.

В шлифах, где можно установить начало процессов замещения (жилки мелилита в пироксене, каемки его вокруг пироксена и оливина), наблюдаются панидиоморфнозернистые, гипидиоморфнозернистые и пойкилитовые структуры.

Значительное распространение в оливиновых турьяитах структур замещения, особенно широко представленных в краевых зонах интрузии, говорит о том, что не исключена возможность образования части оливиновых турьяитов за счет контактово-метасоматической переработки вмещающих пород.

Таким образом, наряду с магматическими оливиновыми турьяитами, пользующимися наиболее широким распространением, вблизи от контакта с ультрабазитами и породами ийолитовой серии, может быть, имело место возникновение метасоматических оливиновых турьяитов. Образование последних могло быть связано со значительным привносом во вмещающие породы MgO и CaO из магмы.

Среди оливиновых турьяитов встречаются генетически связанные с ними небольшие обособления уртитов и ийолитов.

Уртиты — крупнозернистые зеленовато-серые породы, состоящие главным образом из нефелина, изредка замещенного по трещинкам канкринитом и содалитом. Содержание нефелина достигает 80—85%.

Цветные минералы представлены авгитовым пироксеном и слюдой флогопитового ряда. Акцессорные минералы — магнетит с узкими каемками перовскита, апатит.

Структура типидиоморфнозернистая.

Ийолиты — массивные среднезернистые до крупнозернистых сине-вато-серые породы. Под микроскопом состав их характеризуется нефелином, моноклинным пироксеном эгирин-диопсидового ряда и мелилитом.

Нефелин обладает квадратными, многоугольными и округлыми идиоморфными очертаниями зерен. Содержание его достигает 45—50%.

Пироксен развит в коротко-призматических зернах, бледнозеленых в проходящем свете. Содержание около 45%.

Мелилит образует свежие квадратные зерна и таблички, часто с округлыми краями. Очень хорошо выражена спайность по (001). Мелилит развит в виде небольших скоплений и отдельных зерен и распределен в породе неравномерно. Содержание его достигает 5—10%.

Помимо перечисленных минералов, в незначительном количестве присутствуют меланит и магнетит.

Структура гипидиоморфнозернистая.

Ближе всего по минералогическому составу к ковдорозерским оливиновым турьяитам стоят мелилитовые породы Турьего полуострова — турьяиты. Однако описанные породы во многом отличаются от последних, что и заставило автора выделить эти породы как особую разновидность турьяитов, которая может быть названа оливиновым турьяитом. В качестве синонима этого названия предложен еще термин «ковдорит», по наименованию плутона, в строении которого эти породы занимают значительное место (более 0,25 площади плутона); до настоящего времени они не описаны ни в СССР, ни за границей.

Характерные особенности оливиновых турьяитов Ковдорозерского плутона, отличающие их от турьяитов, следующие:

1. Наличие пироксена и оливина в качестве породообразующих минералов.

2. Развитие реакционных кайм монтичеллита на границе зерен мелилита и оливина.

3. Широкое развитие процессов замещения мелилитом пироксена, оливина и изредка нефелина, которое начинается с проникновения тонких жилок и сети жилок мелилита в пироксен и оливин и заканчивается образованием крупных зерен мелилита, в которых кое-где сохраняются мелкие реликты оливина и пироксена.

4. Отсутствие в ковдорозерских оливиновых турьяитах полосчатых текстур, столь обычных для турьяитов. Как правило, оливиновые турьяиты обладают массивным сложением с пятнистым распределением цветных компонентов.

Приводим результаты анализов оливиновых турьяитов и пересчет их по способу А. Н. Заварицкого. Для сравнения даем анализы других мелилитсодержащих пород: турьяитов и уникомпахгритов[1] [3].

	Уникомпахгрит	Турьяит, Турий полуостров	Оливиновый турьяит, Ковдорозеро (среднее из 3 анализов)	Пересчет среднего из 3 анализов
SiO_2	38,57	31,41	38,69	a= 9,1
TiO_2	1,71	3,88	1,63	c= 1,9
Al_2O_3	5,79	10,33	10,55	b=46,8
Fe_2O_3	5,41	7,91	5,02	s=42,2
FeO	3,33	6,10	3,91	n=65,2
MnO	0,16	0,27	0,13	f'=16,08
MgO	8,44	6,93	12,82	Q=35,7
CaO	30,72	18,90	18,56	
K_2O	0,42	3,85	2,34	
Na_2O	2,34	4,38	2,95	
П.п.	—	—	2,27	
H_2O/105°C/	0,62	0,98	0,20	
H_2O	0,34	0,13	—	
P_2O_5	0,83	4,14	0,44	
Сумма . .	98,68	99,21	99,51	

Примечание. Анализ оливиновых турьяитов Ковдорозерского плутона производился в хим. лаборатории ВСЕГЕИ. Сопоставление анализов ковдорозерских оливиновых турьяитов Турьего п-ва и мелилитсодержащих пород (уникомпахгритов), описанных Ларсеном и Хунтером [3] из штата Колорадо, указывает, на промежуточное положение, которое занимают оливиновые турьяиты между этими двумя породами.

Как уже было отмечено, внедрение магмы оливиновых турьяитов произошло в одну из последних фаз формирования Ковдорозерского плутона, причем интрузия оливиновых турьяитов, повидимому, последовала вскоре за интрузией ийолитов. В сравнительно небольшой промежуток времени, протекший между этими двумя интрузивными фазами, дифференциация в магматическом очаге не успела зайти далеко, поэтому магма, давшая при кристаллизации оливиновые турьяиты, мало отличалась по составу от ийолитовой магмы, внедрившейся в предыдущую фазу, характеризуясь лишь некоторым повышением содержания MgO и CaO и незначительным уменьшением количества SiO_2.

Возникновение мелилитсодержащих пород из магмы, состав которой близок к ийолиту, можно объяснить, применив схему кристаллизации бинарной системы диопсид-нефелин, изученной Боуэном. Боуэн установил, что при кристаллизации расплава, обогащенного диопсидовой

[1] Уникомпахриты — крупнозернистые породы, содержащие 72% мелилита, 44% пироксена, 10% магнетита, 4% перовскита, кальцита, апатита, меланита и анатаза. Структура пойкилитовая.

молекулой, диопсид кристаллизуется первым и, реагируя при понижении температуры с остаточным расплавом, дает началу оливину и аккерманиту. При возрастании концентрации нефелина в расплаве аккерманит реагирует с нефелином и образует мелилит. Молекулы оливина при соединении с K и Al дают начало слюде. Аналогичные процессы, повидимому, могли иметь место при возникновении оливиновых турьяитов (магма оливиновых турьяитов содержала значительное количество CaO и MgO), в которых широко представлены явления замещения пироксена и оливина мелилитом и оливина монтичеллитом и слюдой.

Присутствие в турьяитах Ковдорозерского плутона не чисто диопсидового пироксена, а разновидностей авгитового состава, можно объяснить несколько повышенным содержанием Al_2O_3 в магме.

Наличие в оливиновых турьяитах небольших обособлений мелилитсодержащих ийолитов и уртитов еще раз свидетельствует о том, что состав исходной магмы был близок к составу ийолитовой магмы и даже незначительные колебания в содержании отдельных элементов, проистекавшие, может быть, из неоднородности магмы, приводили к образованию мелилитсодержащих ийолитов вместо оливиновых турьяитов.

Роль летучих в формировании оливиновых турьяитов была, повидимому, очень велика. На это указывает крупнозернистость пород, обилие в них слюды флогопит-биотитового ряда и наличие волластонито-гранато-монтичеллитовых образований, содержащих также везувиан, скаполит и тремолит и являющихся, вероятно, продуктами автопневматолиза оливиновых турьяитов.

В краевых же частях интрузии пневматолитический метасоматоз вмещающих пород, повидимому, был настолько интенсивным, что обусловил возникновение контактово-метасоматических оливиновых турьяитов.

Подводя итоги всему сказанному, следует отметить, что Кольский полуостров, повидимому, является своеобразной провинцией глубинных мелилитовых пород. Из четырех находок этих пород в СССР три приходятся на территорию Кольского полуострова. Представляет интерес и само размещение месторождений мелилитовых пород внутри этой провинции.

Мелилитовые породы встречаются преимущественно в пределах южной полосы фельдшпатидовых пород, проходящей в северо-западном направлении на территории южной части Кольского полуострова. Эта полоса, начинаясь на юго-востоке массивами Турьего мыса, включает щелочные породы Кандалакшского залива, массивы Хаб-озеро-Африканда, Ковдорозерский плутон и щелочные породы в районе Куолаярви. Не исключена возможность, что линейность распространения фельдшпатидовых и сопровождающих их мелилитовых пород является следствием приуроченности к тектонической зоне северо-западного простирания, вдоль которой в различных участках интрудировала ультраосновная магма и ее щелочные дифференциаты.

Связь глубинных мелилитовых пород с определенным типом магмы также достаточно очевидна. Для образования этих пород необходима магма обедненная SiO_2 (SiO_2 35—40%), обогащенная MgO (MgO до 13%) и CaO (CaO до 20% и больше) и содержащая некоторое количество щелочей. Предпосылки для обособления расплавов, из которых могут кристаллизоваться мелилитовые породы, повидимому, заложены в дифференциации ультраосновной магмы. Предположение это находит себе подтверждение на примере мелилитовых пород Кольской провинции, для которых в двух случаях (Ковдорозерский плутон и массив

Африканды), из известных трех, генетическая связь с ультраосновной магмой очевидна, а в третьем случае (Турий полуостров) о ее наличии можно предполагать. Значительно реже обстановка, способствующая появлению мелилитовых пород, создается при эволюции основной магмы. В частности, это весьма редкое явление имело место при формировании массива Патын в Горной Шории.

Таким образом, глубинные мелилитовые породы можно считать щелочными диференциатами ультраосновной и реже основной магмы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белянкин Д. С. и Влодавец В. И. Щелочной комплекс Турьего мыса. Труды Петрографического института, вып. 2, 1932.
2. Моисеев И. Б. и Ожинский И. С. Геолого-петрологический очерк района Порья губа—Умба—Турий п-ов. Фонды ЛГГУ, 1932.
3. Розенбуш Г. Описательная петрография. Горгеонефтеиздат, 1934.
4. Саванчина Г. Комплекс нефелино-монтичеллитовых пород массива Патын в районе Горной Шории Западной Сибири. ЛГУ, Ученые записки, № 9, серия геол.-почвен.-географич., вып. 2, 1936.
5. Чирвинский П. Н., Афанасьев М. С., Ушакова З. Г. Массив ультраосновных пород у станции Африканда на Кольском п-ве. АН СССР, Труды Кольской базы, вып. 5, 1939.
6. Kranck E. H. On turjaite and the yolite stem of Turja Kola. Fennia 51, 1928.

549.283 + 553.21/24 : 553.411 (571.55 Зав.) +
553.411 (571.55 Зав.)

К минералогии Балейского золоторудного месторождения

Зр. *В. А. Унксов и Т. Н. Иванова*

Минерализация в Балейском золоторудном месторождении (Восточное Забайкалье, Читинская область), относящемся к эпитермальным месторождениям с бонанцевым оруденением, представляет значительный интерес в научном отношении. Геология этого типа месторождений наиболее полно освещена в американской литературе. По Балейскому месторождению в нашей литературе имеются лишь отрывочные сведения и притом в самом общем виде.

В настоящей статье уделено внимание минералогической характеристике жил Балейского месторождения и изменениям вмещающих эти жилы боковых пород.

Минералогическая характеристика жил

В Балейском рудном поле имеется два основных типа жил, различающихся по текстурным особенностям: а) крустификационные и б) брекчиевидные.

В жилах с крустификационными текстурами руд вдоль зальбандов располагается зона так называемого «пластинчатого» кварца, а середина сложена шестоватым кварцем. Однако чаще наблюдается более сложное поясовое строение. В жилах этого типа встречается в небольшом количестве тонкополосчатый халцедон в виде крустификационных оторочек вокруг обломков вмещающих пород и крупных шестоватых кристаллов кварца. Реже такой халцедон образует более или менее крупные почковидные образования.

В зальбандах крустификационных жил часто наблюдается узкая прерывистая оторочка темного халцедона и окремненной боковой породы. Обломки темного халцедона, загрязненного мельчайшими осколками боковых пород, нередко встречаются и внутри жил в виде небольших ксенолитов.

Жилы с брекчиевидными текстурами сложены почти исключительно халцедоном и халцедоновидным кварцем. Они представляют собой систему многочисленных прожилков, почти параллельных или пересекающихся друг с другом под острым углом. Между отдельными прожилками зажаты линзы окремненного милонита. Часто наблюдаются брекчии из обломков более раннего кварца. Наиболее характерны для данных жил белые и серые мелкозернистые массы халцедоновидного кварца. Значительную роль в их составе играет также темный халцедон, аналогичный призальбандовой оторочке крустификационных жил.

Таким образом, преобладающими нерудными минералами в жилах Балейского месторождения являются кварц и халцедон. Подчиненную роль играют карбонаты, адуляр, серицит, минералы группы каолина и флюорит.

Рудные минералы составляют вообще ничтожную часть всей жильной массы. Они представлены самородным золотом и сульфидами, среди которых больше всего распространены пирит и антимонит. Халькопирит и арсенопирит сопровождают пирит, а пираргирит — самородное золото (электрум). Спорадически в совершенно ничтожных количествах встречаются выделения сфалерита, галенита, фрейбергита и вторичных минералов: борнита и ковеллина.

Можно выделить три разновидности кварца: а) «пластинчатый» кварц, б) гребенчатый кварц, в) халцедон и халцедоновидный кварц.

«Пластинчатый» кварц обладает белым или полумолочным цветом и представляет собой хрупкую пористую массу, состоящую из каркаса тонких пластинок (рис. 1) с пустотами между ними. Пластинки усажены мелкими кристалликами кварца. Ровные поверхности раскола вдоль центральных частей пластинок имеют блестящий или матовый вид.

Под микроскопом «пластинчатый» кварц представлен агрегатом полиминерального состава. Структурную основу его составляют тонкие пластинки раннего карбоната, на которые нарастает мелкозернистый кварц с подчиненным адуляром или без него.

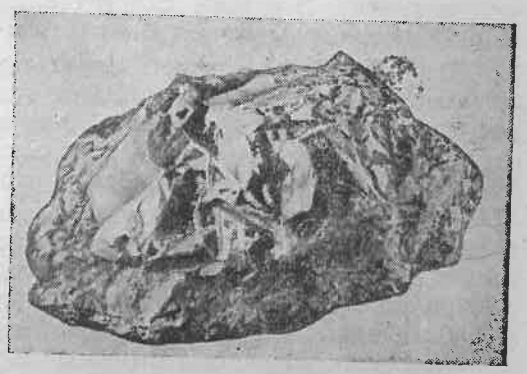


Рис. 1. Пластинчатый кварц. Уменьшено до $^2/_3$ нат. вел.

Внутри таких кварцево-адуляровых оболочек карбонат иногда сохраняет ровные идиоморфные, очертания но чаще оказывается замещенным этими же минералами или, в других случаях, серицитом и флюоритом. Иногда на месте выщелоченного карбоната присутствует глинистое вещество.

Микроструктуры кварца довольно разнообразны. Распространены тонкошестоватые агрегаты с параллельным расположением индивидуумов перпендикулярно пластинкам кальцита. Наряду с ними наблюдаются изометрично-зернистые и, наконец, тонколистоватые агрегаты. Между указанными главными типами структур существуют переходные разности.

Гребенчатый кварц представлен более или менее правильно образованными кристаллами или призматическими индивидуумами. Цвет его молочно-белый. Отдельные кристаллы полупрозрачны. Под микроскопом в отдельных зернах обнаруживается своеобразная зональность, отражающая фигуры роста, а также оптические аномалии.

В агрегатах гребенчатого кварца почти всегда встречается кальцит, причем не пластинчатый, а в форме тупых ромбоэдров. Ромбоэдрические кристаллы карбоната располагаются в пустотах среди друз шестоватого кварца, по отношению к которому этот карбонат является ксеноморфным.

Халцедон и халцедоновидный кварц макроскопически представлены плотными, обыкновенно серыми, реже белыми массами. Излом раковис-

тый (у халцедонов) и фарфоровидный, тонкозернистый (у халцедоновидного кварца). Микроструктура этих масс также разнообразна. Кроме кварца, в них всегда наблюдается в том или другом количестве серицит, каолин и карбонат.

Из числа рудных минералов преобладающим является пирит, составляющий от 60 до 96% общего количества сульфидов. Он наблюдается в виде более или менее равномерной вкрапленности в узких призальбандовых оторочках темного халцедона.

В аналогичном положении в некоторых жилах встречается арсенопирит, значительно более редкий, но местами образующий небольшие скопления в зальбандах. Наконец, в раннем халцедоне отмечен игольчатый марказит.

В брекчиевидных жилах мелкие вкрапления сульфидов довольно равномерно рассеяны в боковых окремненных породах и в линзовидных обломках наиболее ранних халцедонов, включенных в жилы.

Более крупные скопления образуют последующие генерации сульфидов, наблюдающиеся то у зальбандов, то в центральной части крутых жил. Эти сульфиды располагаются чаще в гребенчатом, чем в «пластинчатом» кварце. В других случаях они наблюдаются в друзах шестоватого кварца, покрывая как бы налетом отдельные его кристаллы.

В исключительно редких случаях встречаются сплошные скопления сульфидов, иногда в виде оторочек вокруг обломков вмещающих пород или раннего халцедона. Преобладающим минералом здесь является пирит, затем следует халькопирит, цементирующий местами брекчированный пирит. Пираргирит ассоциирует с золотом.

Антимонит приурочен только к одному, наиболее позднему, серому и отчасти белому халцедоновидному кварцу, играющему существенную роль в выполнении мощных брекчиевидных жил. Мелкие, иногда макроскопически невидимые иголочки этого минерала рассеяны в массе халцедоновидного кварца. Изредка наблюдаются лучистые или снопообразные скопления сравнительно крупных призм. Содержание антимонита в этом типе кварца значительно превышает концентрацию пирита и других сульфидов в более ранних кварцевых массах.

Золото составляет пока единственную ценность Балейского месторождения. В промышленных рудах далеко не всегда имеется видимое золото. Обычно оно столь распылено в кварце, что с трудом различимо под микроскопом. Лишь местами попадаются исключительно богатые участки с золотом своеобразного зеленоватого оттенка. Повидимому, этот цвет золота зависит от его дисперсного состояния.

Золото сосредоточено в массах полумолочного, а также пластинчатого кварца, преимущественно в участках, богатых адуляром и каолином. Нередко оно выполняет узкие щели от замещенного кальцита, образуя листоватые агрегаты. Большая же часть золота распределяется в том небольшом объеме полосчатого халцедона, который тесно связан с массами полумолочного кварца.

В метаколлоидных образованиях характерны полосчатые сочетания золота и халцедона, когда слои с густой вкрапленностью золота чередуются с слоями относительно чистого халцедона (рис. 2). Иногда слои халцедона огибают более крупные скопления золота.

Обнаруживаемые под микроскопом частички золота имеют вид жилок, пластинок и неправильных губчатых скоплений (совместно с пираргиритом). Часто золото настолько тонкодисперсно, что мелкие его чешуйки просвечивают в проходящем свете.

Травлением полированных шлифов устанавливается двойниковая структура зерен золота. По данным А. И. Фасталович и Н. В. Петровской[1], иногда наблюдается также своеобразная зональность: ядра частиц золота состоят из более низкопробного, а периферия из более высокопробного золота.

Золото желтого цвета наблюдается в значительно более крупных зернах. На руднике оно встречается редко. К этой разновидности золота принадлежат, например, пластинчатые кристаллы, сидящие на кристаллах кварца, образующих друзы в центре крустификационных жил.

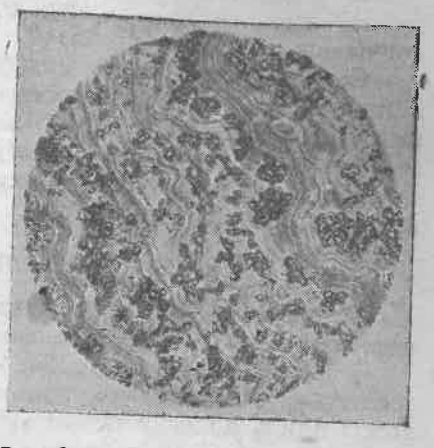


Рис. 2. Распределение золота в полосчатом халцедоне. Николи скрещены

Изменения вмещающих пород

Изменения боковых пород в пределах района Балейского месторождения выражаются в хлоритизации, серицитизации, каолинизации, карбонатизации, окремнении и пиритизации их. Резко подчиненную роль играет фельдшпатизация (метасоматическое развитие адуляра в этих породах).

Эти изменения проявлены неравномерно. Как установлено, прежде всего разложению подвергаются цветные минералы, затем плагиоклазы и только в совершенно измененных породах наблюдается разложение калиевого полевого шпата. Вне рудного поля те же породы сохраняют относительную свежесть.

Пиритизация, окремнение и каолинизация пород в районе рудного поля приурочены главным образом к широтным «зонам смятия», по которым проходят наиболее мощные пологие жилы. Серицитизация и карбонатизация пород распространены значительно шире — по всему рудному полю, но неравномерно; в виде пятен, полос или более обширных участков, форма и расположение которых зависят от проявления катаклаза пород. Кое-где наблюдаются узкие расплывчатые зоны интенсивной карбонатизации или серицитизации пород (около крутых меридиональных штокверковых жил). Однако при этом боковые породы нередко сохраняют свою свежесть даже в зальбандах таких жил.

Повидимому, подводящими каналами для метаморфизующих растворов служили пологие широтные «зоны смятия», тогда как более поздние крутые меридиональные открытые трещины не играли в этом отношении почти никакой роли.

С глубиной интенсивность изменений боковых пород не уменьшается. Особенно важно отметить это в отношении каолинизации. Характерна также ассоциация каолина[2] со свежими сульфидами и карбонатами (главным образом сидеритом и анкеритом). Минералы группы каолина развиваются также и в самих рудных жилах, в определенном парагене-

---

[1] А. И. Фасталович и Н. В. Петровская. Минералогия золотокварцевых жил Балийского месторождения (рукопись в фондах НИГРИзолото).

[2] Повидимому, диккита. Точная диагностика его невозможна, ввиду очень малых размеров выделений.

тическом отношении к прочим жильным минералам. Все это доказывает гидротермальный генезис каолинизации в «зонах смятия» и около них.

В верхних горизонтах, наряду с этим, наблюдается и явно супергенная каолинизация в связи с лимонитизацией пирита, но она играет подчиненную роль.

Серицит, карбонаты, сульфиды и халцедон также развиваются и в жилах и в метаморфизованных вмещающих породах. Гидротермальный генезис главной массы всех этих новообразований не вызывает сомнений, а позднейшие супергенные процессы оказали лишь незначительное влияние на общую картину их развития и пространственного распределения в рудном поле.

О последовательности фаз минерализации

В формировании месторождения с его системой жил можно наметить четыре фазы минерализации.

I фаза — замещение боковых пород. Наиболее ранними являются, повидимому, окремнение, пиритизация и другие метасоматические процессы вдоль пологих широтных «зон смятия», по которым происходили крупные надвиговые подвижки. Трещинных жил собственно в это время еще не возникало из-за отсутствия открытых полостей. Лишь в конце этапа, возможно, только наметились крутые меридиональные трещины. По ним происходило просачивание небольших порций растворов, за счет которых образовались узкие зоны темного халцедона с реликтами замещенной породы и мелким рассеянным пиритом.

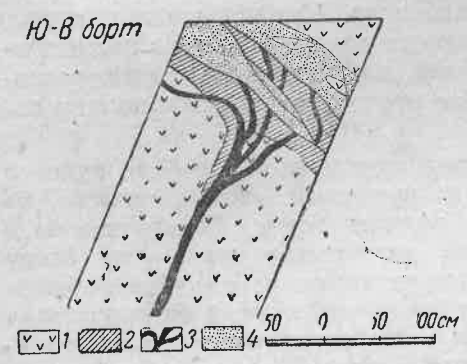


Рис. 3 Пересечение крутой жилы № 94 с пологой „сурьмяной“ жилой.
По материалам треста „Балейзолото“
1—кварцевый диорит; 2—темный халцедон I фазы; 3—полумолочный кварц; 4—халцедоновидный кварц с антимонитом

Каолинизация, серицитизация, карбонатизация и хлоритизация боковых пород также происходили, повидимому, в эту наиболее раннюю фазу минерализации (до открытия меридиональных жильных трещин).

II фаза—образование крустификационных жил. Эти жилы приурочены к крутым меридиональным трещинам. Они секут окремненный милонит широтных «зон смятия», хотя часто выклиниваются, не доходя до «зон смятия».

Характерные крустификационные текстуры, друзы и пустоты в центральных частях жил и, наконец, хрупкие массы «пластинчатого» кварца говорят об отложении минерального вещества в условиях спокойной циркуляции растворов в открытых трещинах.

К данной фазе минерализации приурочено выделение самородного золота в жилах полумолочного кварца.

III фаза — образование брекчиевидных жил. Эта фаза характеризуется образованием мощных жил халцедоновидного кварца с антимонитом по пологозалегающим широтным «зонам смятия». В идеальном случае (рис. 3) зальбанды пологой широтной жилы состоят из окремненного милонита I фазы минерализации. Эти зальбанды пересекаются поперечной жилой полумолочного кварца (II фаза), которые в свою очередь обрезаны брекчиевидной жилой халцедоновидного кварца с антимонитом (III фаза).

Халцедоновидный кварц не замещает вмещающих пород, а выполняет более или менее мощные трещины или серию сближенных мелких трещин, между которыми остаются участки раннего халцедона и окремненного милонита. Раскрытие новой сети мелких трещин сопровождается циркуляцией новой порции растворов, и таким путем образуется плотная брекчиевидная структура этих жил.

Очевидно, выполнение этих трещин происходило в условиях тектонической подвижности и сопровождалось частичным новым раскрытием также и крутых меридиональных трещин, выполненных полумолочным

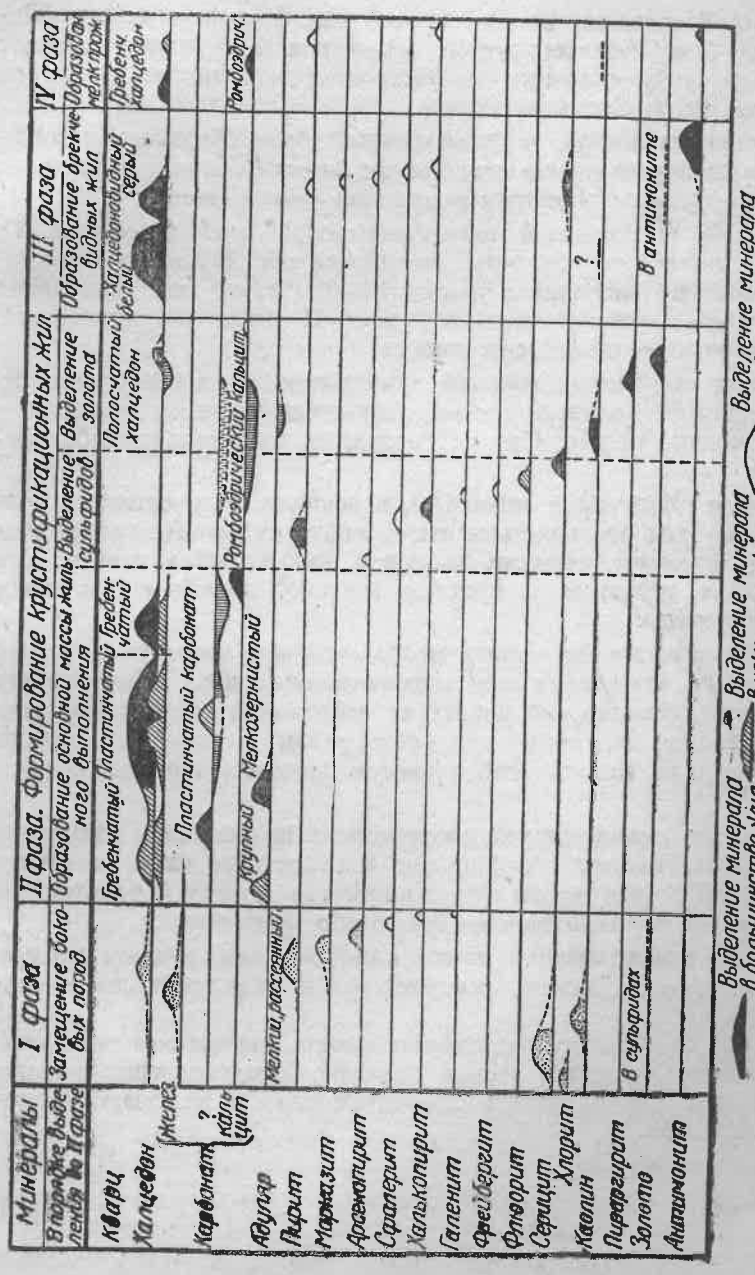


Рис. 4. Диаграмма последовательности минерализации Балейского месторождения.
Составил В. А. Унксов.

кварцем. Изучение деталей структуры в тех и других жилах, так же как и в местах пересечения разнородных жил, всегда подтверждает более позднее образование халцедоновидных, чем полумолочных кварцев. Жилы халцедоновидного кварца пересекают пояса полумолочных кварцев, увлекают их обломки в виде ксенолитов, образуют концентрически-полосчатые и в то же время радиально-лучистые метаколлоидные текстуры вокруг кристаллов гребенчатого кварца.

Описанные три фазы являются главными, характеризующими строение жил.

IV фаза — образование мелких прожилков. Эта фаза играет подчиненную роль. Она характеризуется образованием многочисленных тонких трещинок, пересекающих во всевозможных направлениях не только все жилы, но и боковые породы.

Выполнены эти трещинки полупрозрачным тонкогребенчатым кварцем и отчасти «фарфоровидным» халцедоном, карбонатами с небольшим количеством сульфидов, флюоритом и другими минералами.

Как видно из прилагаемой парагенетической диаграммы (рис. 4), где изображена последовательность минерализации Балейского месторождения, решающее значение в формировании этого месторождения имело образование крустификационных жил II фазы минерализации, к которой приурочено выделение золота.

В этих жилах типичными ранними минералами являлись пластинчатый карбонат, адуляр и отчасти кварц. Значительная часть последнего выделяется несколько позже. Самым последним выделился ромбоэдрический кальцит.

В дальнейшем образуются минералы, играющие количественно подчиненную роль, но для нас наиболее интересные: сульфиды, самородное золото, а также флюорит, серицит, каолин и полосчатый халцедон. Они выполняют мелкие трещины и пустоты жильной массы и замещают более ранние минералы.

Как и в большинстве изученных месторождений этого типа, золото является последним минералом крустификационных жил. Моменту его выпадения непосредственно предшествует энергичное растворение карбонатов с замещением их серицитом, флюоритом и золотом, а также каолинизация адуляра. Кое-где наблюдаются признаки частичного растворения кварца.

Характерно, что псевдоморфно развившиеся по кальциту кварцевые массы с матовыми, каолинизированными плоскостями чаще являются золотоносными, тогда как массы «пластинчатого» кварца с блестящими плоскостями излома не золотоносны или слабо золотоносны.

Для III фазы минерализации почти единственным рудным минералом является антимонит. Золото присутствует в виде тонкодисперсной примеси к антимониту.

Как видно из сказанного, последовательность минерализации Балейского месторождения является весьма сложной. Представления о фазах минерализации еще не являются окончательными и включают целый ряд спорных моментов.

СОДЕРЖАНИЕ

А. В. Пейве—Новые данные по тектонике южного склона Центрального Кавказа 3
О. Л. Эйнор—Тектоника Печорского угленосного бассейна . . 17
П. М. Татаринов—Послерудная тектоника хромитовых залежей Урала и ее значение для разведки последних 39
К. И. Асташенко—Новые данные по геологии и петрографии главного андалузито-корундового тела месторождения Семизбугу 71
А. К. Матвеев—Геологические факторы и вероятный механизм процесса метаморфизма углей 79
Ц. Г. Златкинд—Оливиновые турьяиты (ковдориты)—новые глубинные мелилитовые породы Кольского полуострова . 88
В. А. Унксов и Т. Н. Иванова—К минералогии Балейского золоторудного месторождения 96

Редактор И. Ф. Григорьев Тех. редактор Красновская А. И.

Л-112568 Сдано в набор 28/VII 1945 г. Подписано в печать 18/VIII-45 г. Формат 72/108 1/16 Объем 6 1/2 п. л. У. а. л. 8 1/2 57200 зн. в 1 п. л. Заказ № 4944 Тираж 2000
Цена 15 руб.

Полиграфкомбинат им. В. М. Молотова.

252.5

Цена 15 руб.

ГОСУДАРСТВЕННОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТ
КОМИТЕТА ПО ДЕЛАМ ГЕОЛОГИИ при СНК СССР

ГОСГЕОЛИЗДАТ

Принимаются заказы на сборники

„СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ"

Сборники «Советская геология» освещают новейшие д
стижения в области изучения геологии и полезных ископаем
нашей страны, актуальные и теоретические вопросы, вопрос
планирования и организации геолого-разведочных работ, те
ники их проведения, применения геофизики к геолого-разведо
ному делу.

Особое внимание уделяется вопросам поисков и развед
полезных ископаемых, связанных с интересами промышленн
сти и потребностями нашей страны в условиях восстановлен
народного хозяйства.

Заказы выполняются наложенным платежом. Цена экзе
пляра сборника 15 рублей.

При заказе на 15 выпусков сборников с одновременны
переводом стоимости их в сумме 225 руб. — пересылка за сч
Издательства.

Заказы посылать по адресу: Москва, 17, Пыжевски
пер., 7, Отдел распространения Госгеолиздата.