

Ю. С. КУЦЕВ

**СЛАНЦЕВАТОСТЬ,
ЕЁ ВОЗНИКНОВЕНИЕ
И РАЗВИТИЕ**



Ю. С. КУЦЕВ

СЛАНЦЕВАТОСТЬ, ЕЁ ВОЗНИКНОВЕНИЕ И РАЗВИТИЕ

4895



МОСКВА "НЕДРА" 1988



Куцев Ю.С. Сланцеватость, ее возникновение и развитие. — М.: Недра, 1988, 103 с., ил.

Рассмотрены происхождение и развитие кристаллизационной сланцеватости на примере особенностей геологического строения Иртышской зоны смятия. Определено место сланцеватости, кливажа и метаморфической полосчатости в группе ориентированных текстур и в земной коре. Показано, как знание особенностей формирования сланцеватости позволяет правильно определить относительный возраст немых метаморфических толщ, расшифровать природу структур будинажа, выявить рудные зоны, связанные с процессом рассланцевания, и т. д.

Для научных работников, занимающихся изучением рудных полей и месторождений полезных ископаемых.

Табл. 4, ил. 27, список лит. — 18 назв.

Рецензент: *Ф.И. Вольфсон*, д-р геол.-минер. наук (Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР)

ПРЕДИСЛОВИЕ

Научно-технический прогресс в последние годы проникает во все области человеческого знания, в том числе и геологию. Он достигнут в результате использования в геологии новых различных методов анализа горных пород, математических методов и связанным с ними применением ЭВМ; многое ожидается от пересмотра прежних представлений с позиций концепции тектоники плит, а также интерпретации новых данных сверхглубокого бурения, совершенствования геофизических и геохимических методов и многого другого. Но, наряду с достижениями, необходимо отметить, что отдельные аспекты геологии, и в том числе проблема возникновения и развития сланцеватости, еще слабо изучены. И хотя этой проблемой ученые начали заниматься более 150 лет назад, в настоящее время мало что изменилось: до сих пор геологи используют чисто механистический подход при решении вопросов, связанных со сланцеватостью. По этой причине нередко ошибки при оценке возраста метаморфических толщ, генезиса и перспектив эксплуатации месторождений метаморфогенного типа, объяснении структур будинажа и т. д.

Таким образом, поскольку содержание проблемы сланцеватости является одной из ячеек геологической азбуки, незнание которой несомненно тормозит продвижение многих направлений геологии вперед, понятна необходимость разрешения этой проблемы.

Под термином "сланцеватость" автор подразумевает преимущественно кристаллизационную сланцеватость. Ее возникновению и развитию уделено здесь главное внимание. Остальные виды ориентированных текстур и сопровождающих их явлений (метаморфическая полосчатость, кливаж, будинаж) описаны лишь в той мере, которая необходима для понимания механизма происхождения кристаллизационной сланцеватости.

Автор попытался решить некоторые вопросы проблемы сланцеватости. Работа написана на основании материалов, полученных в результате многолетних исследований в районе классического проявления почти всех видов метаморфизма — Иртышской зоны смятия на Рудном Алтае. Кроме того, автор использовал многочисленные материалы по Анабарскому массиву, отдельным районам Урала, Украинскому щиту и Воронежскому массиву, Кольскому полуострову и Главному Кавказскому хребту.

Автор выражает свою признательность за помощь и ценные советы старшим научным сотрудникам ИГЕМ АН СССР А.А. Глаголеву и М.А. Осипову.

Глава 1
ИЗ ИСТОРИИ ПРОБЛЕМЫ ОБРАЗОВАНИЯ
СЛАНЦЕВАТО-ПОЛОСЧАТЫХ
ТЕКСТУР

Вопросу образования и развития сланцевато-полосчатых текстур посвящено много работ как зарубежных, так и советских ученых. При рассмотрении условий образования ориентированных текстур исследователи шли по двум направлениям. Представители первого, более раннего направления занимались изучением механико-математической стороны проблемы. Благодаря развитию этого направления в структурной геологии длительное время поверхности сланцеватости рассматривались (а некоторыми учеными рассматриваются и сейчас) как протяженные плоскости, образовавшиеся по законам деформации твердого тела (Г. Сорби, М. Добрэ, А. Гейм, Г. Беккер, Б. Зандер, А.В. Пэк, Х. Клоос, Х. Ферберн, Г.Д. Ажгирей и др.).

Представители второго направления занимаются изучением физико-химических условий образования пород. Особенно быстро исследования в этом направлении стали развиваться после появления работ В. Гольдшмидта и П. Эскола. Большой вклад был сделан также Ф. Бекке, П. Тилли, А.А. Полкановым, Ф. Тернером, Т. Бартом, Д.С. Коржинским, Н. Боуэном, Г. Рамбергом, А.А. Маракушевым и др.

Породы со сланцевато-полосчатой текстурой и само явление сланцеватости изучаются давно — уже около 170 лет.

В России П. Усов одним из первых (в середине прошлого века) стал изучать сланцеватость. В работе по метаморфизму он отметил характерные черты сланцеватости, отличающие ее от слоистости и трещиноватости. На основании наблюдений, осуществленных им в районе Ладожского озера, он высказал соображения об условиях образования сланцеватости в процессе метаморфизма.

Несколько позднее Дж. Гершель и Дж. Роджерс пришли к заключению, что сланцеватость (называемая ими кливажем) может являться следствием межмолекулярного и молекулярного движения компонентов горных пород в одном направлении.

Е. Леман в 1884 г. ввел понятие о кристаллизационной сланцеватости. В дальнейшем эта идея получила развитие в работах Ф. Бекке, который понимал под кристаллизационной сланцеватостью явление перекристаллизации минералов под действием ориентированного давления в соответствии с принципом Рикке. Особенно активно это представление развивалось Ч. Ван Хайзом и Ч. Лизсом.

Ф. Бекке дал также определение бластезу — процессу перекристаллизации горных пород в твердом состоянии. В 1913 г. он разработал первую генетическую классификацию структур кристаллических сланцев.

В 1931 г. А.А. Полканов в книге "Метаморфизм горных пород" рассматривает процесс образования полосчатых милонитов. По его наблюдениям при возникновении слюдястых сланцев за счет гранитов, т. е. при появлении сланцеватости, происходят следующие химические изменения. Уменьшается содержание SiO_2 (характеристика Q) и CaO , увеличивается количество Al_2O_3 (появляются слюдястые минералы — характеристика a' , железисто-магнезиальных компонентов, K_2O и H_2O). Таким образом, данные А.А. Полканова свидетельствуют о том, что процесс образования сланцеватости в рассмотренном случае не является изохимическим.

А. Харкером в 1932 г. была предложена концепция о стрессовых и антистрессовых минералах. Основанием для этого служили следующие положения.

1. Одни минералы, которые были отнесены к стрессовым (биотит, хлоритоид, силлиманит и др.), образуются преимущественно в условиях ориентированного давления, а другие, отнесенные к антистрессовым (кордиерит, ставролит, андалузит и др.), в этих условиях почти не встречаются.

2. Стрессовые минералы представлены в основном листовыми и цепочечными силикатами. Кроме того, для них типичны меньшие по сравнению с вычисленными по оксидам молекулярные объемы, в то время как у антистрессовых минералов наблюдается обратная картина.

В 1939 г. П. Эскола высказался против концепции о стрессовых и антистрессовых минералах. По мнению Д.С. Коржинского и В.С. Соболева, ориентированное давление также нельзя считать самостоятельным фактом метаморфизма. В последние годы стрессовые минералы обнаружены в природе и в условиях отсутствия ориентированного давления. Кроме того, они были получены искусственным путем также без участия ориентированного давления, что указывает на значительную условность деления минералов на стрессовые и антистрессовые.

П. Фурмарье в статье "Общие соображения о развитии сланцеватости в складчатых толщах", вышедшей в 1937 г., в числе факторов, влияющих на образование сланцеватости, отмечает также состав исходных пород.

В 1956 г. была переведена на русский язык книга Т. Барта "Теоретическая петрология". В ней дана физико-химическая основа трактовки условий формирования горных пород, а в разделе "Метаморфические породы" существенное место отведено роли водных растворов в образовании ориентированных текстур.

Разбирая процесс возникновения и развития сланцеватости, нельзя не остановиться на статье А. Пэка "О механизме образования сланцева-

тости", вышедшей в 1940 г. Основными причинами формирования сланцеватости, по мнению автора статьи, являются поворот, вращение и раскол зерен по спайности, которые приводят к ориентированному положению минеральных индивидов. Наибольший интерес для расшифровки процесса рассланцевания представляет рассмотренный А. Пэком раскол табличек чешуйчатых минералов (особенно слюд) параллельно спайности. Действительно, хорошо образованные таблички слюдистых минералов в сланцеватых породах встречаются очень редко; как правило, они расколоты по спайности на тонкие чешуйки и растащены на различные расстояния. Что же касается поворота и вращения зерен других минералов, то эти процессы характеризуют не столько процесс формирования сланцеватости, сколько сопровождающие его явления. Повороты, а тем более вращение чешуек слюдистых минералов происходит не могут вследствие их механической непрочности. В массовых количествах не может происходить и поворот относительно механически более прочных минералов (амфиболов, турмалинов и проч.), поскольку во время поворота и вращения неизбежны дробление и развальцевание зерен этих минералов, т. е. милонизация, которая, сопровождая рассланцевание, не может создавать самостоятельно ориентированные текстуры, сколько-нибудь похожие на сланцеватые.

Как известно, сланцеватость может иметь различную степень совершенства. В начальные стадии своего развития, особенно в грубозернистых породах она, отличаясь в общем субпараллельной ориентировкой, может отклоняться от директивного направления на $35-70^\circ$. При подобной изменчивости направления сланцеватости должно меняться и положение эллипсоида деформации, поскольку по существовавшим до сих пор представлениям многих исследователей одно из круговых сечений эллипсоида деформации должно совпадать с ориентировкой поверхности сланцеватости. При таком допущении использование ориентировки эллипсоида деформации теряет всякий теоретический и практический смысл — оно не может помочь ни в определении местоположения источника деформации, ни в установлении силы деформации. По этой причине возникает сомнение в действительной связи между положениями источника деформации и поверхностей сланцеватости, с одной стороны, и положением эллипсоида деформации — с другой.

Аналогичная ситуация возникает при рассмотрении поведения сланцеватости на границе "пластичных" (например, глинистых сланцев) и "жестких" (например, гранитоидов) пород. Сланцеватость в начальные стадии процесса возникает в сланцах, а поверхности сланцеватости строго следуют контакту с массивом гранитов, облекая его. Как и в предыдущем случае, изменение положения поверхностей сланцеватости и построенных в соответствии с этим эллипсоидов деформации не дают представления ни о направлении приложения, ни о величине деформирующей силы.

Хотя в эллипсоиде деформации существуют два равноценных круговых сечения, с которыми могли бы совпадать поверхности сланцеватости, в природе бывает проявлена система сланцеватости лишь одного направления*. Это является еще одной трудностью при объяснении образования сланцеватости с позиции механики твердого тела.

Таким образом, роль эллипсоида деформации для решения задач, связанных с определением ориентировки сланцеватости и местоположения источника деформации, следует считать преувеличенной. Но поскольку в зонах смятия, в том числе Иртышской, нередки трещины скалывания и отрыва, совпадающие со сланцеватостью, необходимость использования эллипсоида деформации в подобных случаях бесспорна. Этому вопросу посвящены работы Ф.И. Вольфсона, А.А. Гармаша, Г.Л. Рубо и др.

Глава 2 УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ СЛАНЦЕВАТОСТИ** (СЛАНЦЕВАТОЙ ТЕКСТУРЫ)

Под термином "сланцеватость" автор понимает *способность (свойство) горных пород раскалываться по параллельным или субпараллельным поверхностям, обусловленную присутствием в этих породах ориентированных новообразованных минералов*. Аналогичные определения ранее были предложены Х. Ферберном, Л.И. Лукиным и И.П. Кушнаревым, А.С. Барковым, Ю.А. Косыгиным и др.

Следует отметить, что хотя основное содержание термина "сланцеватость" заключается в свойстве пород раскалываться по вполне определенным ориентированным поверхностям, очень часто под этим же термином описывается и рассматривается сланцеватая текстура, т. е. совокупность признаков *строения* горных пород, что, видимо, также имеет право на существование.

Существует несколько способов выражения степени рассланцевания. Некоторые исследователи предлагают ее показывать количеством поверхностей сланцеватости, приходящихся на единицу длины поперечного сечения породы, — сантиметр или миллиметр. Этот способ довольно громоздок и недостаточно точен, поскольку в зависимости от содержания ориентированных минералов поверхности сланцеватости могут иметь различную толщину.

*С этим не надо смешивать очень редко встречающееся пересечение двух систем сланцеватости разного возраста и направления.

** Подразумевается кристаллизационная сланцеватость.

Автор предлагает использовать для определения степени расланцевания классификацию, разработанную в 1957 г. П.Ф. Иванкиным. С сокращением и некоторыми добавлениями она помещена ниже.

I класс (рис. 1, а) — плитчатая делимость породы; под микроскопом — текстура массивная до слабо сланцеватой; содержание ориентированных минералов меньше 5 %.

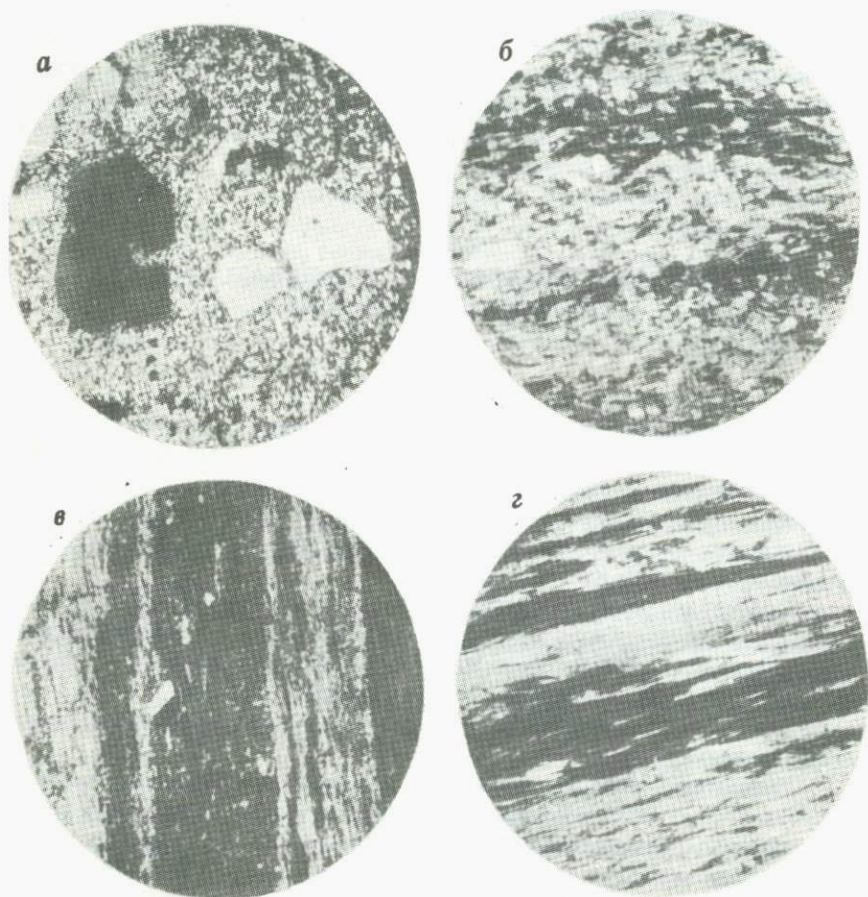


Рис. 1. Классы сланцеватости (по П.Ф. Иванкину)

а — I класс — кварцево-плаггиоклазовый порфир. Район Красноярского месторождения. Увел. 10. Ник. +; *б* — II класс — порфиритоид по диабазовому порфири-ту. Район Березовского месторождения. Увел. 15. Ник. +; *в* — III класс — "Фельзитоид". Район Березовского месторождения. Увел. 20. Ник. +; *г* — IV класс — кварцево-карбонато-углисто-серицитовый сланец. Березовское месторождение. Увел. 10. Ник. +

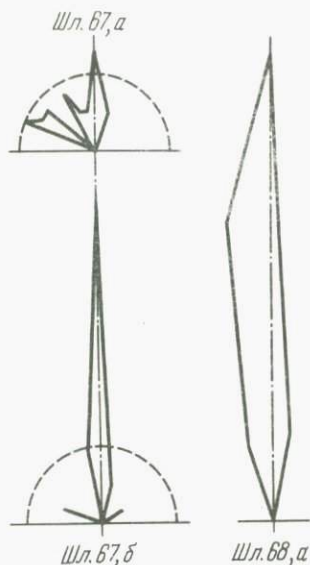


Рис. 2. Розы-диаграммы сланцеватости по ориентировке индивидов актинолита в породах Берзовского месторождения

Обр. 67, а — диабазовый порфирит (сланцеватость I класса), обр. 67, б — порфиритоид по диабазовому порфириту (сланцеватость II класса), обр. 68, а — порфиритоид по диабазовому порфириту (сланцеватость III класса)

II класс (рис. 1, б) — грубсланцеватое сложение породы; под микроскопом — сланцеватая текстура, содержание ориентированных минералов 5–25 %.

III класс (рис. 1, в) — совершенносланцеватое сложение; под микроскопом — сланцевато-полосчатая текстура; содержание ориентированных минералов 25–50 %.

IV класс (рис. 1, г) — сланцеватость высшего совершенства; слияние отдельных узких полос в широкие зоны; содержание ориентированных минералов превышает 50 %*.

Справедливость сделанного в начале главы определения сланцеватости подтверждается рис. 2 и 3.

*В дальнейшем изложении классы сланцеватости будут приводиться в скобках следующим образом: порфириод (III кл.).

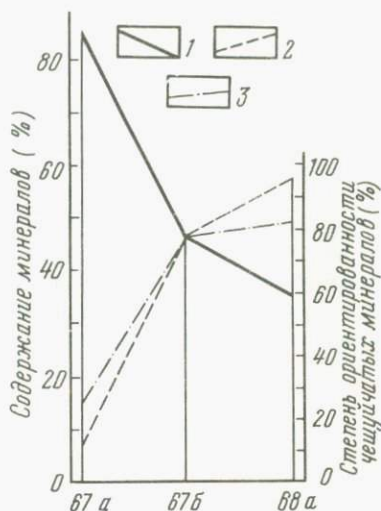


Рис. 3. График зависимости степени ориентированности индивидов актинолита от минерального состава породы

1 — содержание плагиоклаза, 2 — содержание актинолита, 3 — степень ориентированности индивидов актинолита

Для построения роз-диаграмм сланцеватости (рис. 2) по трем шлифам, изготовленным из образцов с различной степенью сланцеватости, было осуществлено 100 замеров ориентировки актинолита. При построении графика на рис. 3 в этих же шлифах был подсчитан минеральный состав каждой породы.

Степень совершенства сланцеватости, что следует из приведенного в начале главы определения, зависит в конечном счете от относительно-го содержания в породе ориентированных минералов. Очевидно, условия образования сланцеватости определяются влиянием на возникновение этих минералов — носителей сланцеватости следующих параметров: величины ориентированного, петро- и гидростатического давления, химического и минерального составов исходных пород, количества и состава водных растворов, температуры пород и растворов.

2. 1. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ МЕТАМОРФОГЕННОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

В этом разделе рассмотрены химические составы более 30 главных породообразующих минералов метаморфического происхождения. Данные о них взяты из руководства У. Дири, Р. Хауи и Дж. Зусмана, вышедшего в 1966 г. Для каждого минерала использованы средние содержания 3—12 анализов (в зависимости от объема приведенных данных). Для выводов использовались лишь количества H_2O , CaO , Al_2O_3 , $Na_2O + K_2O$ и MgO . Содержания остальных элементов, по мнению автора, не имеют для выводов существенного значения.

Все минералы разбиты на две группы: 1) минералы в основном амфиболитовой и (или) гранулитовой фаций метаморфизма и 2) минералы преимущественно зеленсланцевой фации и (или) фации эпидотовых амфиболитов (по Ф. Тернеру).

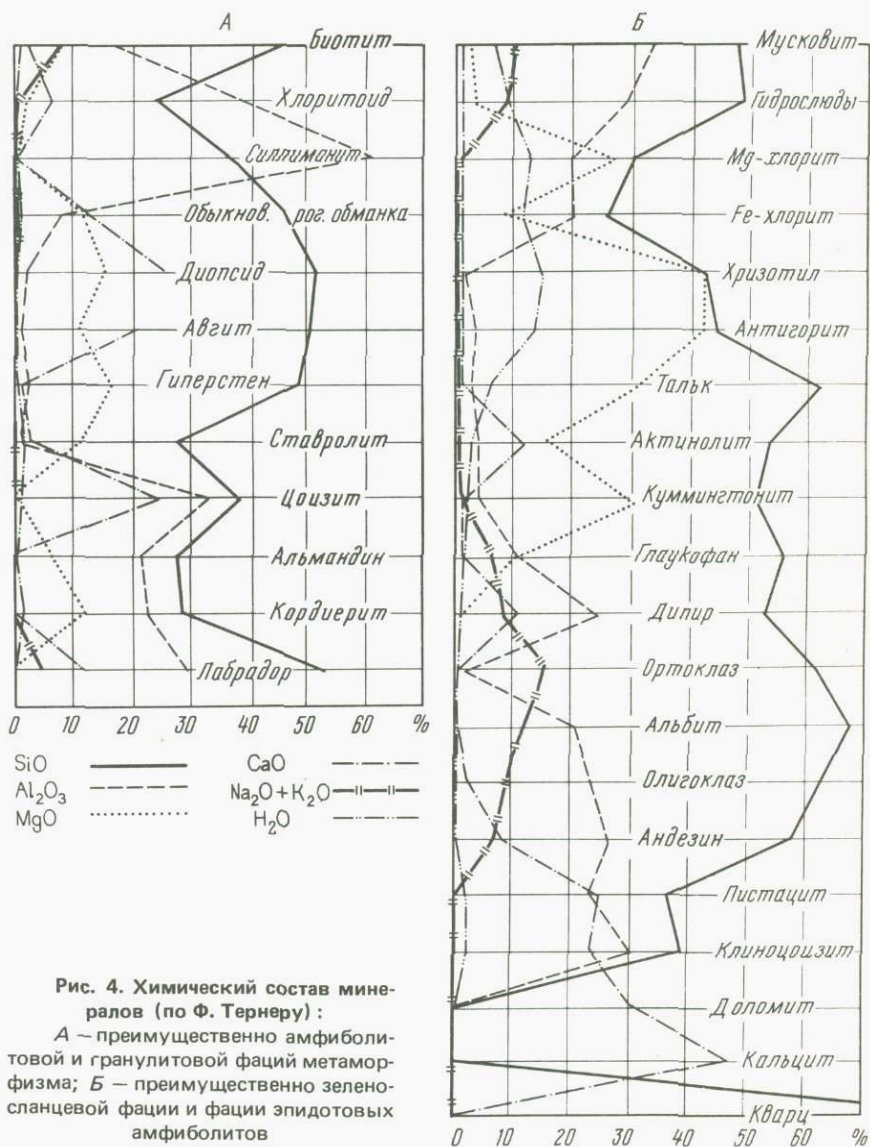
Минералы имеют (сверху вниз) такую последовательность:

на рис. 4, А — листовые силикаты → водные цепочечные силикаты → безводные цепочечные силикаты → островные и каркасные силикаты → карбонаты → кварц;

на рис. 4, Б — листовые силикаты → водные цепочечные силикаты → безводные цепочечные силикаты → островные и каркасные силикаты.

Такое расположение совпадает (за небольшим исключением) с уменьшением совершенства сланцеватости, переходом от менее изометричных форм кристаллов к более изометричным, от водных минералов к безводным.

Содержание воды. В горных породах вода присутствует в двух видах; связанной в формуле (H_2O^+) и находящейся в порах (H_2O^-). Она в первом случае может быть конституционной (выделяющейся в интервале температур 300—1000°С) и кристаллизационной (выделяющейся



при температуре ниже 300°С), а во втором — делится на цеолитную, гигроскопическую, пленочную и часто определяется общим термином "поровая вода". Кроме того, в некоторых минералах (опал и др.) может содержаться вода твердых коллоидов. Наиболее прочно из этой

группы связана коллоидная вода, наименее прочно — пленочная. Гигроскопическая вода полностью удаляется при температуре 105–110°С.

Перечисленные виды воды при низких температурах и давлениях почти не участвуют в геологической жизни тех горных пород, в которых они заключены. Все виды ранее упомянутой поровой воды не зависят от гидростатического давления и не реагируют на его изменения.

Кроме выше перечисленных видов в горных породах находится вода, заключенная в трещинах. Она создает гидростатическое давление, и ее нередко называют гравитационной. Между поровой водой (собственно) и гравитационной не существует четкой границы, и поэтому большая часть трещинных вод обычно называются также поровыми. Термодинамические условия метаморфизма, в том числе ориентированное и гидродинамическое давления (см. раздел 3. 1), как бы мобилизуют, переводя в подвижное состояние, большую часть поровой воды.

Конституционная вода присутствует, во-первых, в породах низкотемпературных фаций метаморфизма (зеленосланцевой и эпидотовых амфиболитов) в большем количестве, чем в породах высокотемпературных фаций (амфиболитовой и гранулитовой) и, во-вторых, в максимальном количестве в листовых силикатах (10–15 %) и минимальном — в каркасных (менее 1 %). В остальных группах минералов (цепочечных и ортосиликатах) содержание воды определяется промежуточными величинами. Количество воды меняется не только в различных группах силикатов, но и в отдельных минералах, находящиеся в разных термодинамических условиях. Биотит, например, может существовать в различных термодинамических условиях, однако в гранулитовой фации он содержит менее 2 % воды, а в более низкотемпературных фациях ее становится больше.

Изложенное выше позволяет констатировать, что *поскольку основная часть метаморфических пород в существенных количествах содержит слюды и водосодержащие амфиболы, несомненно существенная роль воды (водных растворов) в построении этих пород.*

Содержание щелочей. Метаморфические породы отличаются в общем более малыми количествами натрия по сравнению с исходными магматическими породами. Поэтому появление в них щелочных амфиболов, пироксенов и нефелина — признак привноса натрия.

Значительным содержанием щелочей в слюдах можно объяснить их большую подвижность в процессе формирования сланцеватости. Известна сравнительная легкость перехода различных силикатов в щелочной раствор, в том числе и кварца, что объясняется образованием растворимых силикатов натрия, калия и других щелочных металлов (растворимое стекло).

Щелочные свойства полевых шпатов являются одной из основных причин их быстрого разложения и разрушения в присутствии воды — серицитизация плагиоклазов, пелитизация ортоклаза и микроклина и пр.

Содержание кальция. Известны многочисленные минералы, богатые СаО. К ним относятся эпидоты (18–24 %), гранаты (8–12 % в пиральспитах) и в основном карбонаты (до 56 % в кальцитах). Среди горных пород первое место по содержанию СаО занимают мраморы, затем следуют метабазиты. Самыми бедными в отношении СаО и его минералов являются глинистые сланцы и кварциты.

Несмотря на отсутствие четкой зависимости процесса образования минералов — носителей сланцеватости от содержания в них кальция, в то же самое время в листовых силикатах он практически отсутствует, в амфиболах его концентрация повышается до 10–15 %, а в пироксенах — до 20–25 %. Таким образом, намечается общая закономерность — содержание СаО понижает возможность появления минералов — носителей сланцеватости. Карбонаты вообще способностью к рассланцеванию не обла- дают.

Содержание алюминия (глинозема). Высоким содержанием глинозема отличаются гранаты (17–26 %), кордиериты (26–35 %), хлоритовиды (35–40 %), ставролиты (50–56 %), полиморфные модификации Al_2SiO_5 — андалузит, кианит, силлиманит (до 63 %). Биотит в метаморфических породах характеризуется вдвое большим количеством глинозема (20–26 %), чем в магматических. В метаморфических породах на Al_2O_3 приходится до 50–55 %. Минимальное присутствие глинозема наблюдается в кварцитах и мраморах, максимальное — в продуктах метаморфизма латеритов, бокситов и некоторых метасоматитах. Как видно из приведенных данных (см. рис. 4, А, Б), между содержанием алюминия в минералах метаморфических пород и химическим составом минералов — носителей сланцеватости не устанавливается какой-либо зависимости.

Содержание кремнезема. В метаморфических горных породах количества кремнезема колеблются от 0 до 100 %. Это объясняется присутствием в них продуктов осадочной дифференциации. Силицитолиты (разнообразные кварцсодержащие обломочные и хемогенные осадки) при метаморфизме превращаются в кварциты с содержанием кремнезема до 90–99 %.

Кремний присутствует во всех силикатах в различных количествах, но наибольшие его содержания установлены в полевых шпатах. Модификации SiO_2 состоят почти на 100 % из кремнезема. В сторону амфиболов, а затем слюд его количество снижается, из чего следует, что повышение содержания кремнезема в общем затрудняет возникновение минералов — носителей сланцеватости, а чистый кварц не обладает спайностью и не образует агрегатов с линейной ориентировкой.

Содержание CO_2 . Наибольшие количества углекислоты известны в карбонатных породах. В глинисто-карбонатных смесях при повышении температуры происходит разложение части карбонатов с удалением углекислоты. Ее потеря возрастает с повышением содержания кремнезема и

глинозема, способных связать в силикатах и алюмосиликатах освободившиеся при дегезации Ca, Mg и другие катионы. В общем увеличение содержания углекислоты соответственно с увеличением карбонатов снижает возможность образования минералов — носителей сланцеватости.

Кварц и карбонаты в микроструктурном анализе. Как уже отмечалось, кварц и карбонаты, являясь показателями устойчивой массивности, не принимают участия в формировании сланцеватой текстуры горных пород. Но, несмотря на явную пассивность при рассланцевании, ввиду отсутствия способности легко образовывать резко удлиненные или пластинчатые агрегаты эти минералы очень чутко реагируют на ориентированное давление путем перекристаллизации, т. е. путем переориентировки оптической индикатрисы, что используется в микроструктурном анализе.

Для этого в прозрачных шлифах, изготовленных из ориентированных образцов, определяется положение оптических осей и (для карбонатов) плоскостей двойникования. Обработка полученных данных позволяет определить, в каких тектонических (динамических) условиях формировались исследуемая порода, что она представляет собою, *S*-тектонит, *R*-тектонит или *B*-тектонит.

Известно, что с началом "течения" породы, как будет видно из дальнейшего изложения (см. гл. 3), отдельные пластины, разделенные поверхностями рассланцевания, перемещаются параллельно друг другу и сами себе. Пластины (чешуйки) листовых силикатов вместе с пластинами пород соответственно также вступают в ламинарное перемещение.

Таким образом, чешуйки слюд в сланцеватых породах обычно имеют на ориентирной диаграмме рисунок *S*-тектонита. Такой же рисунок будут иметь зерна кварца и карбонатов при участии в ламинарном перемещении. Но если эти же зерна испытывают при "течении" вращение, сопровождаемое развальцеванием, то на ориентирной диаграмме возникает рисунок *R*-тектонита. Отсюда видно, что микроструктурные данные, получаемые при изучении оптической ориентировки кварца и карбонатов, могут дополнять результаты непосредственных замеров сланцеватости.

2.2. ОРИЕНТИРОВАННОЕ ДАВЛЕНИЕ (СТРЕСС)

Как известно, земная кора состоит из разнородных по происхождению, составу и мощности блоков (плит). Перемещения названных элементов земной коры происходят повсюду, но с большей интенсивностью в областях с повышенной тектонической активностью. В Евразии это альпийский подвижный пояс, к которому приурочены различной силы землетрясения, вулканические извержения и места выходов термальных вод. Более жесткие и обычно более древние блоки часто оказывают дав-

ление на более молодые, покрытые континентальными или морскими рыхлыми отложениями. В результате этого примыкающие к жесткому блоку преимущественно осадочные породы испытывают с его стороны давление (стресс), приводящее к деформации пород и перемещению заключенных в них водных растворов. При больших размерах блоков и значительной протяженности границы (в сотни километров) двух взаимодействующих блоков возможно образование в пределах этой границы глубинного разлома, достигающего астеносферы. В этом случае к поровым растворам, содержащимся в деформируемых породах, добавятся нагретые ювенильные, приходящие из глубин земной коры. Таким образом, вдоль контакта двух блоков создастся циркуляция растворов, которая будет приурочена к разлому (зоне деформации) и которая поэтому будет иметь линейный характер. Такие зоны обычно сопровождаются магматическими и метаморфическими явлениями за счет как мантийных тепла и растворов (флюидов), так и выделения тепла, связанного с деформацией пород. Для удобства назовем зону деформации, приуроченную к границе двух блоков, фронтом.

Итак, для проявления стресса требуются давление жесткого геологического тела и термодинамические условия, как увидим ниже, необходимые для ориентированного кристаллобластеза (на глубинах не меньше 1 км).

Понятие о стрессе в структурной геологии рассматривается с давних пор. Под этим термином подразумевается "определенно ориентированное одностороннее давление в верхней части земной коры, под влиянием которого происходит деформация горных пород" [4].

Ч. Лиз в 1935 г. предложил стрессом называть силу, стремящуюся деформировать горные массы. Поскольку об этом явлении можно судить лишь по результату его действия, понятие о нем до сих пор осталось достаточно неопределенным. Но с точки зрения автора данной работы, представления о стрессе можно сделать более точными, если отделить от него содержание, вкладываемое в термин "ориентированное давление" (см. раздел 3. 4).

В настоящее время почти никем уже не оспаривается существование в земной коре горизонтальных движений. Источником же стресса, как уже было отмечено, может служить давление большого по размерам, слабо проницаемого для растворов и механически более прочного, чем вмещающие толщи, геологического тела (чаще всего это более древняя кристаллическая плита). Независимо от деталей формы подобного тела, его сдавливающее действие на смежные вмещающие толщи можно приравнять к действию очень пологого клина. Только в таком широком смысле и следует рассматривать термин "стресс". Стресс является главной причиной деформирующего давления, субперпендикулярного границе жесткого тела с вмещающими толщами. Это давление разлагается на две субперпендикулярные друг другу силы — так называемое ориентирован-

ное давление, перпендикулярное к сланцеватости, и сдвиговую силу, ориентированную вдоль сланцеватости. Ввиду того что контакты жесткого тела с вмещающими толщами очень пологи, ориентированное давление практически субперпендикулярно этому контакту, а сдвиговая сила — субпараллельна ему.

Прежде чем перейти к изложению особенностей главной причины рассланцевания (ориентированного давления), кратко остановимся на составных частях стресса (см. рис. 18).

Приконтактовое трение (4) — процесс, происходящий на контакте жесткого тела и деформируемых пород. В зависимости от размеров, структуры, текстуры, химического и минерального составов жесткого тела и вмещающих пород на контакте двух упомянутых сред развиваются различные образования катакластической природы: какириты, катаклазиты, брекчии, милониты, бластомилониты, ультрамилониты и ультрабластомилониты разного минерального состава. Тонкозернистые породы обычно бывают приурочены к выступам контакта, крупнозернистые — к углублениям.

Сдвиговая сила (3) является одной из составляющих общего деформирующего давления, производимого жестким телом на сминаемые породы, обеспечивая "течение" за счет существования острого угла между контактом двух сред и направлением действия этой силы. Часть сдвиговой силы общего деформирующего давления (5) расходуется на рассланцевание (ориентированное давление), а часть — на сдвиг. Таким образом, под *ориентированным давлением* (2) чаще всего понимается та часть деформирующего давления, которая приводит в движение флюиды, заключенные в горных породах, но не участвует в их "течении", несмотря на то что и *ориентированное давление*, и *сдвиговая сила* тесно взаимосвязаны.

Роль ориентированного давления многообразна, но далеко еще полностью не изучена*. Она заключается в следующем.

1. В нарушении целостности пород в макро- и микромасштабах, возникновении трещиноватости и, следовательно, увеличении пористости.

2. В заполнении образовавшихся полостей флюидами и их движении по этим полостям.

3. В перемещении пород различными путями — в результате смещения, вращения блоков, обломков пород и отдельных зерен при появлении трещиноватости, брекчирования и милонитизации, в процессе ламинарного "течения" пород (вместе со сдвиговой силой) при образовании и формировании сланцеватости.

4. В повышении гидростатического давления и температуры, как

*Л.И. Звягинцевым в 1973 г. была разработана методика определения направления ориентированного давления по изменению величины отношения продольных и поперечных волн в образце и в естественных условиях.

правило, способствующих растворению отдельных компонентов горных пород и увеличению скорости некоторых обменных реакций.

5. В ориентировании зародышей растущих минералов пластинчатого и призматического габитусов за счет приведения в движение различных растворов.

О величине и характере этого давления обычно судят по конечному результату — степени рассланцевания и признакам деформации в рассланцеванных породах. Это не совсем надежная, но пока еще часто единственная возможность оценки степени проявления ориентированного давления. По степени рассланцевания можно было бы судить о его величине, если бы породы повсюду представляли собой механически, минералогически и химически однородные агрегаты.

2. 3. СОСТАВ ГОРНЫХ ПОРОД

Известно, что породы земной коры имеют неодинаковый минеральный и химический состав. Минералы возникают в различных термодинамических обстановках и образуют разные по форме кристаллы. В зависимости от состава и химических свойств, кристаллографической формы и спайности минералы ведут себя по-разному в условиях стресса и поэтому могут быть разделены на следующие четыре группы.

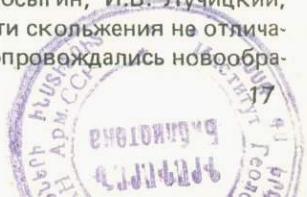
А. Минералы — показатели устойчивой массивности.

Б. Минералы — показатели неустойчивой массивности и возможной сланцеватости.

В, Г. Минералы — показатели (носители) сланцеватости.

Минералы группы А в слагаемых ими породах в условиях всех фаций метаморфизма редко образуют резко удлиненные кристаллы и либо не обладают спайностью (кварц), либо их спайность ориентирована в нескольких различных направлениях (карбонаты). Но кроме того, в отличие от минералов группы Б, они не претерпевают существенных химических и структурных изменений в водных условиях. Это утверждение справедливо только для мономинеральных пород, сложных упомянутыми минералами. В би- и полиминеральных породах при возможности обменных реакций между минералами, особенно в условиях притока водных растворов, могут образовываться новые минералы (удлиненной или пластинчатой формы), способствующие развитию сланцеватости.

Карбонатные породы в условиях сильного ориентированного давления могут "течь" по плоскостям спайности. Это явление наблюдалось как в природных условиях (Ч. Лизс, И.С. Делицин), так и воспроизводилось экспериментально (Ю.А. Розанов, Ю.А. Косыгин, И.В. Лучицкий, В.И. Громин, Г.Д. Ушаков). Отдельные плоскости скольжения не отличались при этом большой протяженностью и не сопровождались новообра-



4895

зованиями. По этой причине явление "течения" карбонатных пород нельзя приравнять к процессу рассланцевания.

Минералы группы Б (полевые шпаты, фельдшпатоиды, пироксены, гранаты и др.), обладающие основными кристаллическими свойствами минералов группы А, при определенных термодинамических условиях, и в особенности в присутствии водных растворов в процессе перекристаллизации и обменных реакций могут образовать минералы удлиненной и пластинчатой формы и поэтому вступают в процесс рассланцевания лишь при определенных условиях.

Минералы групп В, Г, обладающие совершенной или весьма совершенной спайностью в одном направлении (Г) или способные создавать удлиненные листоватые индивидуальности (В), определяют наилучшие условия для развития сланцеватости различного совершенства. Они представлены преимущественно листовыми (слюды, хлориты, серпентины и пр.) и цепочечными (амфиболы) водосодержащими силикатами. Наиболее совершенная плоско-параллельная сланцеватость обуславливается присутствием листовых силикатов, сланцеватость линейно-параллельная — присутствием цепочечных силикатов. При более сложном составе породы с участием и листовых и цепочечных силикатов возникает сланцеватость промежуточного типа. Для значительной части силикатов группы Г (листовых) характерна большая по отношению к другим минералам растворимость, а потому и большая подвижность.

Наличие сланцеватой текстуры в шлифе или образце, как известно, устанавливается без особого труда. Химический же анализ породы обычно не дает точного ответа на вопрос, какой текстурой она обладает. Но по этому анализу все же можно сказать, может порода иметь ориентированную текстуру или не может. Пересчет анализа, например, по методу А.Н. Заварицкого дает содержание свободной кремнекислоты (Q), а также количества слюдистых минералов (a^r — содержание Al_2O_3). Первое является показателем массивности, а второе — показателем возможной сланцеватости. Присутствие в породе карбонатов также можно установить по содержанию в ней CO_2 .

Определение степени рассланцевания пород значительно упрощается, когда изучается более или менее знакомая метаморфическая толща при большом количестве химических анализов. Зная предположительный набор метаморфических минералов, можно составить программу обработки химических анализов для ЭВМ. Выданная машиной информация не должна в данном случае значительно отклоняться от реальных содержаний метаморфических минералов и поэтому может дать представление о степени рассланцевания для каждого образца.

Химический состав породы позволяет получить более или менее однозначный ответ лишь при высоких содержаниях компонентов, образующих минералы, — показатели устойчивой массивности (высокое значение $SiO_2 \geq 95\%$ или высокое содержание $CO_2 \geq 40\%$), которые сви-

детельствуют об отсутствии сланцеватости или очень слабом ее проявлении. При низких же значениях SiO_2 , CO_2 и высоких Al_2O_3 для выяснения текстуры породы необходимы дополнительные данные, о которых будет сказано ниже.

До последнего времени в литературе по геологии районов, сложенных метаморфическими, и в том числе сланцеватыми толщами можно было встретить представления, не учитывающие роль минерального состава горных пород при метаморфизме и формировании сланцеватых текстур. Помимо вышеприведенного материала, рассматривающего роль отдельных породообразующих минералов в процессе расланцевания, автор иллюстрирует свою точку зрения следующим примером.

Изученный участок (рис. 5, 6) расположен в Березовско-Белоусовском рудном районе северо-западной части Иртышской зоны смятия и приурочен к его северо-восточному крылу. Породы этого района изменены различными метаморфическими процессами до состояния тектонических брекчий, катаклазитов, милонитов, бластомилонитов, массивных и сланцеватых метасоматитов и метасоматических сланцев. Они представлены тремя генетическими группами: метаморфизованными осадочными породами, метаморфизованными магматическими породами и метасоматитами.

Осадочно-метаморфические породы составляют около 10 % площади рудного поля и представлены среднедевонскими углисто-серицитокварцевыми сланцами и известняками, а также верхнедевонскими полимиктовыми песчаниками, часто слагающими реликтовые линзы, заключенные в метаморфических, реже магматических породах.

Метаморфизованные магматические породы слагают ряд удлиненных, обычно согласных интрузивных тел, нередко линзообразной или пластообразной формы, прорывающих толщи осадочно-метаморфических или более ранних магматических пород и ориентированных согласно общему простиранию толщ рудного поля. Они представлены в различной степени измененными породами основного состава, дайками гранитоидов и порфиоровыми породами.



Рис. 5. Положение Березовско-Белоусовского рудного района (Б) в структуре Иртышской зоны смятия

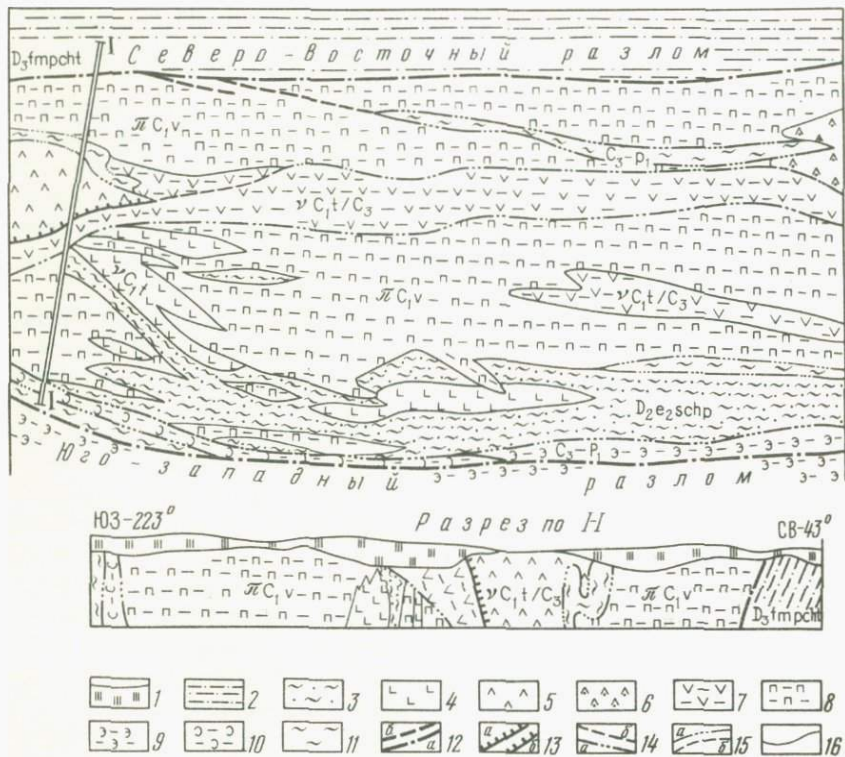


Рис. 6. Схематическая геолого-петрографическая карта центральной части Березовско-Белушевского рудного района (по материалам Березовской ГРП ВКГУ и Предгорненской ГРП Мингео Каз. ССР)

Масштаб разреза в два раза больше масштаба карты. В дробных индексах в числителе — возраст исходной породы, в знаменателе — возраст последующего метаморфического изменения.

1 — рыхлые отложения (на разрезе); 2 — красочветные полимиктовые песчаники, гравелиты и конгломераты пихтовской свиты — $D_3 fmpcht$; 3 — углито-серичито-кварцевые сланцы шипулинской свиты — $D_2 e_2 schp$; 4 — сланцеватые диабазовые порфириды и диабазы — $\nu C_1 t$; 5 — окварцованные породы основного состава (диоритовидные метабазиты) — $\nu C_1 t / C_3$; 6 — гранитовидные метасоматиты — $\gamma \delta C_1 t / C_3$; 7 — порфиритоиды диоритового состава — $\nu C_1 t / C_3$; 8 — порфириды различного происхождения — $\pi C_1 v$; 9 — кварцево-альбито-хлорито-карбонатные полосчатые сланцы — $C_3 - P_1$; 10 — серичито-кварцевые сланцы — $C_3 - P_1$; 11 — серичито-кварцевые сланцы — $C_3 - P_1$; 12, 13 — тектонические нарушения Иртышской зоны смятия (12 — разломы: а — прослеженные, б — предполагаемые); 13 — надвиги: а — прослеженные, б — предполагаемые); 14 — тектонические нарушения Березовско-Белушевского рудного района (а — прослеженные, б — предполагаемые); 15 — границы зон повышенного рассланцевания и гидротермального изменения (а — прослеженные, б — предполагаемые); 16 — границы интрузивных тел и осадочных толщ

В группу пород основного состава входят как слабо измененные разности (диабазы, диабазовые порфириды), так и продукты их метасоматического изменения – окварцованные и альбитизированные метабазиты. Плотные и малопористые габбро и диабазы в процессе окварцевания приобрели диоритоподобный облик, прожилковую, пятнистую, порфировидную и субграфическую структуры. Окварцованные метабазиты занимают около 40 % площади рудного поля и объединяют окварцованные диабазы, катаклазиты окварцованных диабазов, окварцованные габброиды, порфириды и порфиритоиды.

Кислые порфировые породы (кварцевые порфиры и порфиритоиды) слагают тела, занимающие около 40 % изученной площади, и, как показывают геологические наблюдения, в большинстве случаев образовались в процессе милонитизации и последующего порфировидно-метасоматического окварцевания различных по составу и происхождению пород – полимиктовых песчаников, пород основного состава и углисто-серицитокварцевых сланцев. Возраст этих пород – позднекаменноугольный.

Метасоматиты приурочены к разломам. Вдоль одних разломов сформировались гранитовидные метасоматиты. Другие разломы, существующие в настоящее время и носящие название зон повышенного рассланцевания и гидротермального изменения, явились местом образования скарнов, микрокварцитов, различных карбонат-, хлорит- и серицит-содержащих метасоматических сланцев позднекаменноугольного–раннепермского возраста.

В пределах рудного района расположено несколько разномащтабных колчеданно-полиметаллических месторождений, по данным Г.Д. Афанасьева и других исследователей, раннепермского возраста.

Являясь частью краевой Северо-восточной подзоны Иртышской зоны смятия, рудный район отделен от Рудноалтайской структурно-формационной зоны Северо-Восточным разломом, а от Осевой подзоны зоны смятия – Юго-Западным. Северо-Восточный разлом устанавливается четко на протяжении всего рудного поля и за его пределами. Юго-Западный разлом проявлен менее четко, чем Северо-Восточный, и часто имеет на карте вид извилистой, ломанной или даже прерывистой линии.

В пределах рудного района наблюдается своеобразная последовательность формирования пород: углисто-серицитокварцевые сланцы и известняки → породы основного состава → порфиритоиды → гранитовидные метасоматиты и диоритоподобные породы → метасоматические сланцы. Если же мы расположим породы по степени сланцеватости (от слабо до сильно сланцеватых), то последовательность будет такой: известняки → окварцованные диабазы, гранитовидные метасоматиты → порфиритоиды диоритового состава → порфиритоиды → углисто-серицитокварцевые сланцы → метасоматические сланцы. Таким образом, некоторые наиболее древние породы (известняки) оказываются наименее рассланцованными, а некоторые наиболее молодые (метасоматические сланцы) – наибо-

лее рассланцованными. Как видно, возраст пород и зависящая от него продолжительность проявления ориентированного давления не повлияли существенно на степень их сланцеватости.

Изучение взаимоотношений пород в разрезах Иртышского месторождения показывает такую последовательность их образования: микрокварциты → существенно хлорито-карбонатные метасоматиты, обычно сланцеватые → серицито-кварцевые метасоматические сланцы. И в этом случае наиболее молодые породы сильнее рассланцованы, а более древние — наоборот.

И углисто-серицито-кварцевые сланцы, и известняки, образующие в первых прослоях, сформировались одновременно. Однако известняки не бывают сланцеватыми, а углисто-серицито-кварцевые сланцы обладают высокой степенью сланцеватости.

В связи с изложенным видно, что одни минералы (хлориты, слюды, амфиболы и др.) образуют породы с высокой степенью сланцеватости, а другие (кварц, карбонаты и др.) в чистом виде никогда. Наряду с этим видно, что наиболее распространенные чешуйчатые и игольчатые минералы, определяющие наличие сланцеватости (серициты, хлориты, слюды), являются водосодержащими. Этим подтверждается, что степень рассланцевания пород в пределах рудного района зависит от их минерального (химического) состава, в частности — от количества водосодержащих минералов (воды).

Таким образом, *в пределах Березовско-Белоусовского рудного района степень рассланцевания горных пород, проявляясь при условии ориентированного давления, зависит от минерального состава пород и присутствия водных растворов.*

2.4. ВОДНЫЕ РАСТВОРЫ И ФЛЮИДЫ

Хотя "флюид" и переводится словом "текучий", о состоянии, составе и поведении природных флюидов пока можно судить лишь очень приближенно. Прежде всего состояние флюидов может меняться в зависимости от термодинамических и физико-химических условий (петростатического, гидростатического и гидродинамического давлений, давления углекислоты и других газов, температуры и состава вмещающих пород и самого флюида). По этой причине флюид может быть гомогенным (газ или жидкость) или гетерогенным (газ + жидкость, две несмешивающиеся жидкости и т.п.).

Что касается состава природных флюидов, то он определяется характером вмещающих пород, связью с мантийными источниками и достаточно разнообразен. Их газовый состав, установленный в результате изучения газовой-жидких включений (Ф.А. Летников, А.А. Маракушев, В.А. Нарсеев, Л.Л. Перчук и др.), обычно ограничен CO_2 , CO , H_2 , N_2 и некоторыми углеводородами (CH_4 , C_2H_6 , C_3H_8).

Среди растворенных твердых соединений часто встречаются SiF_4 , SiCl_4 , хлориды и карбонаты щелочных металлов, различные квасцы и бораты. Понятно, что в природе существуют всевозможные переходы между водой и газом и между всеми тремя состояниями – водой, газом и магмой, вместе взятыми. Поэтому для флюида могут быть следующие определения: “гомогенный раствор газа, воды и углекислоты” или “минерализованный раствор с надкритическими параметрами T и P ”. Автор предлагает условно в качестве водных растворов считать все докритические жидкости, содержащие воду, а в качестве флюидов – все надкритические состояния, содержащие воду но исключающие расплав. В этом смысле в данном изложении и будут употребляться термины “раствор” и “флюид”.

Газы в большинстве случаев менее растворимы в растворах солей, чем в чистой воде, что способствует их более быстрому удалению из этих растворов. Это явление известно как “высаливающий” эффект. Наиболее важным фактором, влияющим на растворимость соли, сопровождаемую гидролизом, является pH раствора.

По данным У. Файфа, Ф. Тернера и Дж. Ферхугена, в земной коре существуют четыре главных источника воды: 1) вода порового пространства неметаморфизованных пород; 2) вода, связанная в минералах – гидратах неметаморфизованных пород; 3) вода, поступившая в зоны низких ступеней метаморфизма в результате дегидратации в зонах высоких ступеней; 4) вода ювенильного происхождения, в том числе поступавшая из непалингенных магм.

Хотя присутствие в земной коре нагретых растворов и флюидов считается очевидным, приведем наиболее серьезные доказательства их существования.

1. Содержание воды в порах различного сечения образцов горных пород, взятых с различных глубин при сверхглубоком бурении.

2. Содержание воды, входящей в кристаллические решетки многих минералов (особенно в зеленосланцевой и цеолитной фациях метаморфизма, по Ф.Тернеру).

3. Обнаружение в процессе бурения на больших глубинах запасов подземных вод, подпруженных сверху породами с низкой проницаемостью.

4. Существование воды мантийного происхождения, о чем свидетельствуют изотопные исследования.

5. Наличие природных реакций, возможных только при участии водных растворов.

6. Существование источников термальных вод.

Подвижность и роль водных растворов в земной коре неодинаковы. Поэтому автор предлагает в зависимости от подвижности и участия в метаморфических (метасоматических) процессах разделить водные растворы на три следующие категории.

1. *Поровые растворы* заполняют главным образом межзерновые пространства, в меньшей степени — трещинки усыхания, деформации и пр. На основании данных, приведенных в 1969 г. Дж. Менджером, установлено, что в осадочных горных породах в среднем содержится 15 — 25 % свободной воды; в магматических — никогда не превышает 4 %; метаморфические породы содержат количества воды, промежуточные между таковыми в осадочных и магматических образованиях.

2. *Метаморфогенные растворы* — это переведенные в подвижное состояние силой ориентированного давления поровые растворы, использующие при движении преимущественно поверхности расщепления. Поэтому граница между поровыми и метаморфогенными растворами в такой же степени условна, насколько условна граница между неметаморфизованными и метаморфическими горными породами. Она может смещаться в ту или иную сторону в зависимости от содержания, вкладываемого в рассматриваемые понятия.

3. *Гидротермальные растворы*, как правило, связанные с подвижными зонами, по данным изотопного анализа Д. Уайта, лишь на 5 — 10 % состоят из ювенильной магматогенной воды, а в основном являются нагретыми и минерализованными грунтовыми и поверхностными водами глубокой циркуляции (они встречены на глубинах около 5 км, ниже обычного уровня формирования гидротермальных месторождений). По этой причине они отличаются от растворов первых двух групп не только по степени подвижности, но и по составу. Но поскольку зоны и участки гидротермальной деятельности обычно не бывают изолированы от многокилометровых толщ метаморфических пород, смешение первых и вторых вполне возможно.

Пористость и проницаемость горных пород. Известно, что пористость свойственна горным породам любого происхождения и изменяется в среднем от 10 — 50 % в осадочных породах до 0,5 — 3 % в изверженных. Метаморфические породы в этом ряду отличаются промежуточными величинами (3 — 10 %). По времени своего возникновения пористость делится на первичную и вторичную; по размерам она подразделяется на капиллярную (0,0002 — 0,25 мм в поперечнике), микрокапиллярную и ультракапиллярную (Л.Н. Овчинников, А.С. Шур). Ультракапилляры лишь в 10 — 100 раз превышают размер элементарных ячеек, микрокапилляры занимают положение, промежуточное между капиллярами и ультракапиллярами.

Поры, как правило, являются вместилищем водных растворов, которые мобилизуются в процессе расщепления. При метаморфизме мобилизация поровой воды происходит в результате раскрытия закрытых пор и перевода всей воды, включая кристаллизационную и цеолитную и исключая конституционную, в подвижное состояние. Проницаемость породы зависит от количества открытых пор и их формы и определяется скоростью прохождения воды через сечение породы при некотором

гидростатическом давлении. При формировании сланцеватости не только увеличивается количество подвижных растворов, но происходит также ориентировка пор в соответствии с ориентировкой минеральных инвудов по их удлинению или в соответствии с ориентировкой их спайности.

Пористость играет очень большую роль в процессах метаморфизма и метасоматоза, в частности при формировании сланцевато-полосчатых текстур.

Дело в том что, как будет видно из дальнейшего изложения, сланцеватые текстуры являются отражением того пути, который преодолевали водные растворы и флюиды во время их перемещения. Сланцеватая текстура обычно возникает там, где возможно происхождение (протекание) водных растворов, использующих все встречающиеся на их пути пустоты.

В начальные стадии формирования сланцеватости ориентированное давление в различных породах проявляется по-разному. В массивных магматических породах развивается вторичная пористость за счет образования трещин деформации и одновременно происходит раскрытие закрытых пор. В осадочных толщах происходят раскрытие и ориентировка первичных и только ориентировка вторичных пор. В уже рассланцованных породах при действии ориентированного давления происходит почти непрерывный процесс закрытия и открытия пор с преобладанием второго процесса над первым и, кроме того, усиление плоскостной и линейной ориентировки пор.

Поэтому скорость процесса рассланцевания в значительной степени зависит от первичной пористости и проницаемости горных пород — чем выше их проницаемость для растворов, тем с большей легкостью они подвергнутся рассланцеванию.

В связи с этим следует отметить, что при рассланцевании большую роль играет не только механическая прочность породы (ее устойчивость к деформации и трещинообразованию), но и проницаемость для водных растворов. Нередки случаи, когда краевая часть какого-нибудь интрузивного массива приобретает сланцеватую текстуру, хотя породы этого массива не испытали механической деформации. В подобном случае можно утверждать, что ориентированно текущие водные растворы использовали проницаемость пород массива для ориентированного кристаллобластеза.

Роль водных растворов в формировании сланцевато-полосчатых текстур несомненна. Она доказывается в первую очередь химическим составом минералов — носителей сланцеватости (рис. 7).

Связь сланцеватости с притоком водных растворов особенно хорошо видна на многих колчеданно-полиметаллических месторождениях Урала и Рудного Алтая. Здесь с приближением к зонам повышенного рассланцевания и гидротермального изменения увеличивается количество водосодержащих минералов (серицита, хлорита, актинолита), и во вме-

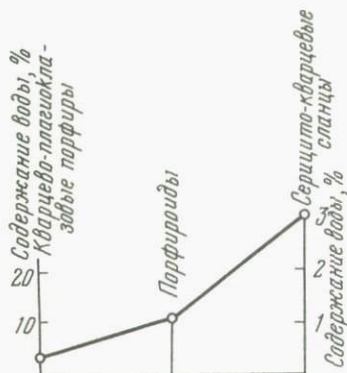


Рис. 7. График зависимости содержания воды в различной степени измененных кварцево-плаггиоклазовых порфирах от степени их рассланцевания

щающих породах часто на протяжении нескольких метров возрастает степень их рассланцевания. В осевых частях таких зон сланцеватая текстура и концентрация водосодержащих минералов достигают максимума, часто превосходя по количеству 50 % общего объема породы. По-видимому, в подобных случаях главные объемы водных растворов следует отнести к категории гидротермальных, но, как было показано выше, их источником могли быть и поровые растворы вмещающих пород и, скорее всего, метаморфогенные растворы, проделавшие значительный путь по поверхностям сланцеватости.

2. 5. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Только при сравнении графиков на рис. 4, А, Б видно, что в разной термодинамической обстановке состав минералов — носителей сланцеватости будет неодинаков. В большей степени это зависит от изменчивости содержания водных растворов на разных уровнях земной коры и на различном расстоянии от зон проявления динамотермального метаморфизма. Известно, что в породах зеленосланцевой фации метаморфизма и фации эпидотовых амфиболитов водосодержащие минералы встречаются в изобилии. В породах амфиболитовой фации количество водосодержащих минералов ограничено (преимущественно биотит, хлоритоид, силлиманит, обыкновенная роговая обманка, ставролит, кордиерит, цоизит и др.). В ней мало водосодержащих минералов, да и в последних обнаружено незначительное количество воды. Максимальные содержания воды свойственны хлоритоиду (5–7 %) и биотиту (2–4 %), минимальные (не превышают 1 %) — остальным водосодержащим минералам амфиболитовой фации.

В породах гранулитовой фации метаморфизма водосодержащие минералы практически отсутствуют или обеднены водой (биотит). Это отмечаемая многими исследователями основная причина почти полного отсутствия сланцеватых пород в условиях гранулитовой фации и их изобилия в условиях зеленосланцевой фации.

В качестве примера влияния термодинамических условий на сланцеватость пород можно привести следующую возможную последователь-

ность их изменения от зеленосланцевой до гранулитовой фации метаморфизма: зеленые сланцы (III–IV кл.) – амфиболиты (III–II кл.) – эклогиты (I кл.).

2. 6. ВЫВОДЫ

Из содержания главы очевидно, что вопросы возникновения и развития сланцеватости невозможно решить, не изучив состав и условия существования минералов, определяющих степень совершенства сланцеватости.

1. По способности к рассланцеванию все минералы делятся на четыре группы: А – минералы – показатели устойчивой массивности; Б – минералы – показатели неустойчивой массивности и возможной сланцеватости; В – минералы – носители линейно-параллельной сланцеватости; Г – минералы – носители плоско-параллельной сланцеватости.

2. Поскольку в минералах группы Г и их агрегатах (листовых силикатах) сланцеватость обусловлена способностью раскалываться вдоль плоскостей весьма совершенной спайности, эта сланцеватость дает более совершенные формы, чем в минералах группы В и их агрегатах (водных поясовых силикатах), поскольку последняя зависит от совершенства плоскостей ограничения шестоватых кристаллов различных амфиболов.

3. Под термином “стресс” автор предлагает понимать ту общую силу воздействия на деформируемые толщи жесткой плиты, которая разлагается на *ориентированное давление*, субперпендикулярную ему сдвиговую силу и силу трения на контакте плиты и деформируемых толщ.

4. *Возникновение и совершенство сланцеватой текстуры (сланцеватости) наряду с действием ориентированного давления зависит от минерального (химического) состава горной породы, термодинамических условий ее существования (фации метаморфизма), а также от химического состава и относительных количеств поровых, метаморфогенных и гидротермальных растворов, насыщающих породу или протекающих через нее.*

ГЛАВА 3 МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ СЛАНЦЕВАТЫХ ТЕКСТУР

3.1. ПЕРЕМЕЩЕНИЕ РАСТВОРОВ И СОПРОВОЖДАЮЩИЕ ЕГО ЯВЛЕНИЯ

Процесс перемещения водных растворов и флюидов в земной коре не всегда очевиден и требует доказательств, которые следует разделить на прямые и косвенные.

Прямые доказательства

Согласно данным А.Г. Бетехтина, в 50-х годах этого столетия О.Д. Левицкий наблюдал в гидротермальных жилах *перемещенные* обломки вмещающих пород.

Косвенные доказательства

1. Существование природных водных источников (как горячих, так и холодных).

2. Трубы, проложенные в районах проявления вулканической или поствулканической деятельности для лечебных целей и теплоснабжения, обрастают изнутри со временем различными, главным образом водосодержащими минералами.

3. Изотопные исследования природных водных растворов различного происхождения показывают, что они содержат элементы как глубинные (в поверхностных водах), так и поверхностные (в термальных водах).

4. Ориентированное расположение пластинчатых и удлинённых минералов в метаморфических толщах также одно из доказательств направленного перемещения растворов и флюидов.

5. Доказанные различными способами (тектоническими, геофизическими, геоморфологическими и др.) факты перемещения блоков горных пород и целых литосферных плит не могли не отразиться на поведении, в первую очередь перемещении, водных растворов и флюидов, заключённых в горных породах на разных глубинах земной коры и в различной геологической обстановке.

6. Сама точка зрения на любой элемент материи как неподвижную систему метафизична, что исключает возможность неподвижного состояния всех грунтовых вод.

Перечисленные доказательства свидетельствуют о существовании в земной коре водных растворов и флюидов, а факт их перемещения неоспорим.

Прежде чем перейти к изложению последующего материала, дадим определения некоторым представлениям.

Петростатическое давление [10] (соответствует литостатическому) — давление столба горных пород на единицу площади, характерное для различных глубин земной коры. Оно определяется составом горных пород, слагающих столб, и глубиной.

Гидростатическое давление — давление столба растворов и флюидов, заключённых в трещинах горных пород, на различных глубинах земной коры. Оно зависит также от состава и состояния растворов и флюидов.

Гидродинамическое давление — давление растворов и флюидов, ос-

вобожденных при стрессе и перемещающихся под действием ориентированного давления, на стенки заключающих их полостей. Оно определяется составом и состоянием растворов и флюидов, а также величиной ориентированного давления.

Необходимым условием перемещения любого материала в земной коре является существование перепада давлений, температур, плотностей, концентраций и др. Ориентированное давление, действующее на какую-либо горную породу и деформирующее ее, давит на заключенные в ней растворы различного происхождения — поровые, метаморфогенные, гидротермальные.

Повышение давления жидкой фазы обычно приводит в первую очередь к увеличению растворимости компонентов. Это следует из результатов многочисленных исследований ученых-экспериментаторов — Дж. Мори и Дж. Хессельгессера, Г. Кеннеди, Н.И. Хитарова, С. Кларка (мл.) и др.

Ниже для иллюстрации характера взаимодействия силикатов с водой при высоких давлениях и температурах приведен достаточно полный график (рис. 8). На нем видно, что при повышении давления растворимость кремнезема в воде возрастает, причем прогрессивно после перехода

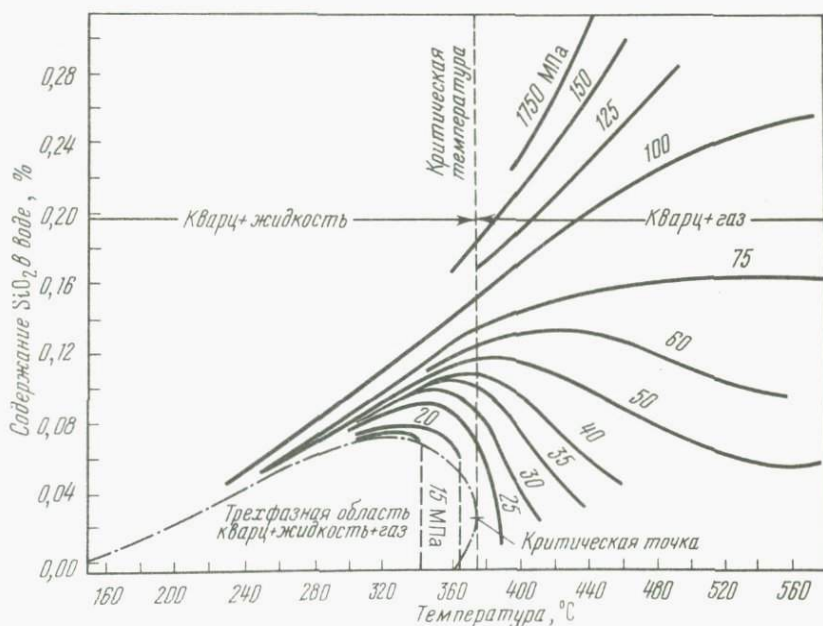


Рис. 8. График состояния системы кварц + вода при различных температурах и давлениях (по Г. Кеннеди)

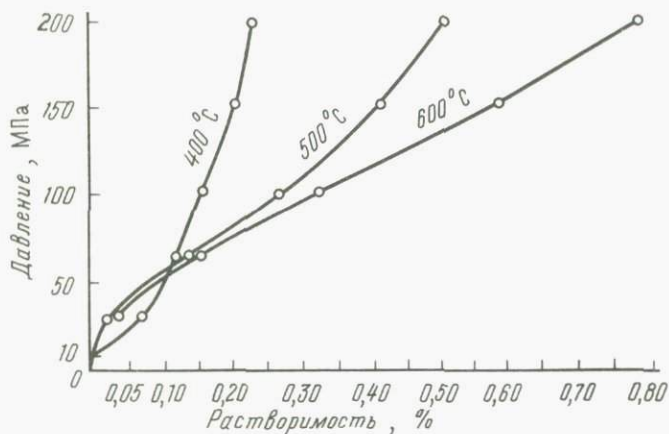


Рис. 9. Графики растворимости кварца в воде при различных температурах и давлениях (по Дж. Мори и Дж. Хессельгессеру)

да через давление 100 МПа. Что касается температуры, то в интервале 150–600°С растворимость кремнезема понижается. Близкие соотношения давления, температуры и растворимости приведены и у Н.И. Хитарова. На подобном графике Дж. Мори и Дж. Хессельгессера (рис. 9) понижения растворимости в интервале температур 150–600°С не отмечается. Отсюда видно, что *повышение гидростатического и гидродинамического давлений, независимо от поведения температуры, всегда приводит к повышению растворимости кремнезема в водных растворах*. Возрастание же температуры, о чем было сказано выше, не всегда приводит к повышению растворимости кремнезема в воде.

При анализе графика Г. Кеннеди следует учитывать, что его эксперименты производились в лабораторных условиях с использованием чистого кварца и дистиллированной воды. В природных условиях с участием более сильных растворителей (особенно щелочей) и менее устойчивых к реагентам минеральных компонентов (различных силикатов) процесс разложения силикатов может протекать несомненно интенсивнее. Это подтверждено исследованиями многих экспериментаторов, в том числе С. Кларка (табл. 1–3).

Таким образом, по крайней мере для большинства природных си-

Таблица 1
Растворимость некоторых природных силикатов в воде, % (при температуре 500°С) (по С. Кларку)

Название силиката	Давление, МПа	Растворимость
Альбит	40	0,0062
—''—	100	0,077
—''—	200	0,267
Микроклин	100	0,076
—''—	200	0,248

Таблица 2

Растворимость силикатов в воде, % (по С. Кларку)

Название силиката	Давление, МПа	Температура, °С	Общее количество растворенного вещества	Количество воды
Санидин	500	900	4,52	95,48
—''—	510	900	4,81	95,19
—''—	350	850	1,39	98,61
—''—	400	850	2,26	97,74

Таблица 3

Растворимость пегматита в водных растворах HCl (по С. Кларку)

Характеристики	Варианты		
	I	II	III
Давление, МПа	200	410	610
Температура, °С	600	600	600
Отношение раствора HCl к пегматиту	2,64	2,84	2,94
Количество растворенного вещества	0,95	1,36	1,82
Количество HCl	0,21	0,21	0,21
Количество H ₂ O	98,84	98,43	97,97

ликатов можно считать установленным значительное увеличение растворимости при повышении гидростатического и гидродинамического давлений.

На первом этапе развития сланцеватости в движение приходят поровые растворы, которые, согласно правилу (принципу) Е. Рикке, способствуют перекристаллизации отдельных зерен и приобретению ими удлиненной и определенной ориентировки. Из содержания этого принципа следует, что ориентированная перекристаллизация зерен какой-либо породы объясняется перераспределением компонентов в результате перемещения поровых растворов в межзерновом пространстве. По мнению Е. Рикке, растворы при рассланцевании породы перемещаются лишь с одной стороны зерна к другой, не испытывая при этом значительного удаления от каждого из зерен*. Конечно, принцип Е. Рикке неоспорим как механизм, использующий для объяснения ориентированной перекристаллизации процесс перемещения водных поровых растворов. Од-

*В соответствии с принципом Е. Рикке в 1913 г. Ф. Бекке ввел понятие о бластезе — процессе ориентированной перекристаллизации минералов пород в твердом состоянии.

нако этот принцип, очень хорошо объясняющий начальный этап процесса рассланцевания, не может быть использован для объяснения возникновения обычно почти прямолинейных и часто очень протяженных поверхностей (плоскостей) рассланцевания, пересекающих или обтекающих не только отдельные зерна, но и сложные, протяженные агрегаты этих зерен.

На втором этапе дальнейшее увеличение ориентированного давления приводит к дальнейшей мобилизации поровых растворов и переходу их в подвижное состояние, не ограниченное отдельными зернами. Оно отражается на возрастании общего, петро- и гидростатического давлений. Рост же гидростатического давления влечет за собой увеличение растворимости компонентов, находящихся под этим повышенным давлением. Следовательно, толщи горных пород, расположенные на участках, испытывающих большее ориентированное давление, будут сильнее подвержены растворению, чем толщи пород, расположенные на участках, находящихся под меньшим давлением. Таким образом, водные растворы, насыщенные растворенными компонентами и находящиеся под большим давлением, начнут перетекать в участки с условиями меньших давлений. Следовательно, перпендикулярно к фронту установившегося ориентированного давления будет происходить циркуляция минерализованных водных растворов из одних мест в другие. При этом содержащиеся в растворе соединения, выщелоченные из мест повышенного давления, станут переноситься и отлагаться в местах пониженных давлений, там, где наблюдается падение растворимости силикатов. При движении различных растворов по трещинам в горной породе их стенки могут подвергаться растворению, но в различной степени, в зависимости от сечения каждой из трещин.

3. 2. МЕХАНИЗМ ВЫРАВНИВАНИЯ ПОВЕРХНОСТЕЙ СЛАНЦЕВАТОСТИ

На рис. 10 показано поведение жидкости, испытывающей действие ориентированного давления, в трех наиболее возможных случаях.

Случай 1 (рис. 10, а). Происходит ориентированное перемещение жидкости по трещине с различным сечением. В зауженной части за счет большей скорости течения будет происходить, помимо механического отрыва частиц стенок, интенсивное выщелачивание компонентов стенок. Кроме того, перед входом в узкую часть трещины в результате роста гидростатического давления повысится растворимость. Интенсивное растворение силикатов у входа в узкую часть способствует постепенному перемещению широкой части в направлении движения жидкости.

Случай 2 (рис. 10, б). Выступ одной из стенок трещины сначала будет вызывать явления, описанные в предыдущем случае. В дальнейшем нажим выступающих частей перемещающейся стенки приведет к их механическому разрушению и повышению (за счет давления) температу-

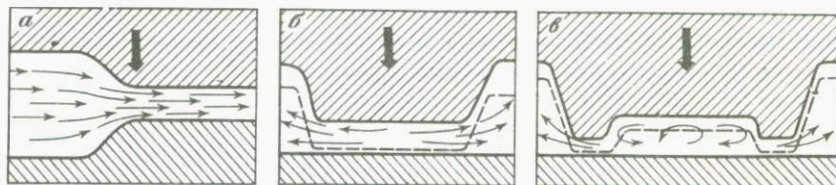


Рис. 10. Схемы поведения водных растворов при различных гидродинамических условиях :

а — при переходе из широкой части канала в узкую; *б* — в трещине с выступом на одной из стенок; *в* — в трещине с фигурным выступом на одной из стенок

ры. Увеличение температуры, способствуя повышению растворимости силикатов, создаст условия для ускорения растворения выступающих частей.

Случай 3 (рис. 10, *в*). Выступ стенки канала (на рисунке — вверх) имеет выемку посередине. При движении выступа к противоположной стенке жидкость, находящаяся в углублении этого выступа, частично подвергнется сдавливанию, а частично с силой вырвется в более широкие полости, расположенные по бокам выступа. Стенки углубления выступа, испытывающие повышение давления, будут при этом растворяться, а боковые запирающие бугорки выступа испытают механическое и выщелачивающее воздействие сильной струи жидкости, выходящей из-под выступа.

Вышеописанный случай возможен лишь при достаточной сближенности стенок полостей, заполненных растворами.

Заключенные в закрытых или полузакрытых полостях растворы в результате сдавливания приобретут более высокую температуру, которая, наряду с повышенным давлением, будет способствовать интенсивному растворению компонентов, слагающих стенки полостей.

Следует учитывать, что при ориентированном давлении твердая фаза (горные породы) нагревается сильнее, чем жидкая (поровые растворы). Но разогрев пород неминуемо передается поровым растворам, которые, таким образом, в наиболее узких местах полостей подвергнутся сдавливающему воздействию стенок, при повышении давления будут нагреваться и получат часть тепла от нагретых в результате стресса вмещающих горных пород.

Расширенные части трещин в общем испытывают меньшее гидростатическое давление, чем узкие, что способствует отложению в них растворенных компонентов и выравниванию трещин по ширине с помощью другого механизма.

Из сказанного следует, что независимо от характера происходящих в рассматриваемой породе тектонических и гидродинамических явлений узкие участки пор в условиях ориентированного давления почти всегда будут местами большего сдавливания и нагрева, а потому местами химического и механического выноса отторгнутых и выщелоченных компо-

нентов и переноса их в более широкие участки поровых каналов. Этот процесс в конечном счете приводит к выравниванию по ширине и направлению проницаемых для растворов каналов.

3. 3. ПРИЧИНЫ ЗАКОНОМЕРНОЙ ОРИЕНТИРОВКИ МИНЕРАЛОВ И ПОВЕРХНОСТЕЙ СЛАНЦЕВАТОСТИ

Вопрос ориентированного расположения минеральных индивидов рассматривался большинством исследователей, изучавших проблему сланцеватости. Некоторые из них (А.В. Пэк, Г. Беккер, Б. Зандер, Х. Клоос, Г.Д. Аджирей и др.) объясняют закономерную ориентировку пластинок листовых силикатов и призмочек цепочечных силикатов главным образом либо их поворотами вокруг короткой оси, либо вращением (не исключая, правда, скольжение вдоль плоскостей спайности). По мнению автора, *повороты и вращение минеральных индивидов могут иметь место только как исключения. В условиях огромных давлений земной коры хрупкие индивиды в случае их поворотов и вращений будут либо сломаны, либо раздроблены, либо развальцованы, либо подвргнуты действию всех этих факторов поочередно.*

Следует добавить, что "течение" сланцеватых пород начинается лишь тогда, когда значительное количество минералов — носителей сланцеватости приобретет директивную ориентировку. Но чтобы последняя была достигнута, нужен какой-то объясняющий ее механизм. Таким образом, повороты отдельных пластинчатых или удлинённых минералов могут произойти, когда порода приобретет способность "течь", а для течения нужна директивная ориентировка, которая, по мнению упомянутых авторов, достигается путем поворотов минеральных индивидов. Создается неразрешимое противоречие, которое лишний раз ставит под сомнение возможность возникновения сланцеватой текстуры с помощью механических поворотов минералов — носителей сланцеватости.

А.А. Глаголев считает, что закономерная ориентировка минералов — носителей сланцеватости возникает по той причине, что при кристаллизации этих минералов остаются существовать лишь те кристаллы, которые расположены вдоль направления течения минерализованных растворов, а кристаллы, ориентированные под тем или иным углом к направлению течения растворов, испытывая большее гидродинамическое давление, растворяются.

Не отвергая возможности существования в природе такого механизма, автор данной работы все же предлагает следующее.

Направленное движение жидкости в щелевидных или трубообразных полостях, к которым могут быть приравнены трещины и капилляры в горных породах, бывает ламинарным, с плоско- или линейно-параллельным движением струй или турбулентным, резко отклоняющимся от прямолинейного. Вопрос о вероятном поведении в горных породах мине-

реализованных растворов к настоящему времени изучен достаточно хорошо, что объясняется нефтеразведочной практикой. Большой вклад в его решение был сделан венгерским ученым Бан Акошом.

Возможность ламинарного или турбулентного поведения жидкостей в полостях горных пород определяется в результате анализа числа Рейнольдса, которое получается из формулы vD/ν , где v — скорость движения жидкости; D — диаметр, ширина канала, по которому жидкость перемещается; ν — коэффициент вязкости жидкости.

В условиях земной коры перечисленные величины таковы, что реальность турбулентного перемещения растворов и флюидов исключается (низкие скорости движения растворов, микроскопическое сечение пор, высокая вязкость минерализованной жидкости). Минерализованные растворы и флюиды, находясь под большим или меньшим гидростатическим давлением, на отдельных участках испытывают, кроме того, гидродинамическое давление, вызываемое различными тектоническими причинами. Двигаясь за счет гидродинамического давления в направлении его понижения, они могут достигать состояния пересыщения растворенными компонентами. Выкристаллизовывающиеся из пересыщенного раствора минеральные индивиды вначале находятся во взвешенном состоянии, соответственно их микроскопическим размерам и высокой плотности минерализованной среды.

При существующем в недрах Земли преимущественно ламинарном перемещении растворов и флюидов удлиненные и пластинчатые кристаллы в зависимости от формы сечения канала будут располагаться длинными осями по течению жидкости, а плоскими поверхностями — параллельно стенкам полости. Подобное явление наблюдается в речном потоке, где вследствие разности скоростей в русле бревна располагаются длинными осями по течению. После любого случайного отклонения от параллельной руслу ориентировки бревно снова возвращается в прежнее положение, являясь частью наиболее экономической в энергетическом отношении системы.

Если через щелевидную полость пропускать жидкость со взвешенными в ней пластинчатыми частицами, последние также расположатся параллельно стенкам полости. Несомненно, что и в природных условиях выкристаллизовывающиеся из минерализованных водных растворов зародыши кристаллов так же будут ориентироваться длинными осями по течению, а плоскими гранями параллельно стенкам. При дальнейшем росте кристаллы прирастают к стенкам полости или опускаются на ее дно, по-видимому, сохраняя существовавшую ранее ориентировку. При достаточной плотности растворов, достигающей в условиях сверхдавлений больших величин, минеральные индивиды могут вообще все время находиться во взвешенном состоянии, пока в результате срастания соседних кристаллов не будет образован жесткий каркас.

Ни в коей степени не противопоставляя свою точку зрения мнению

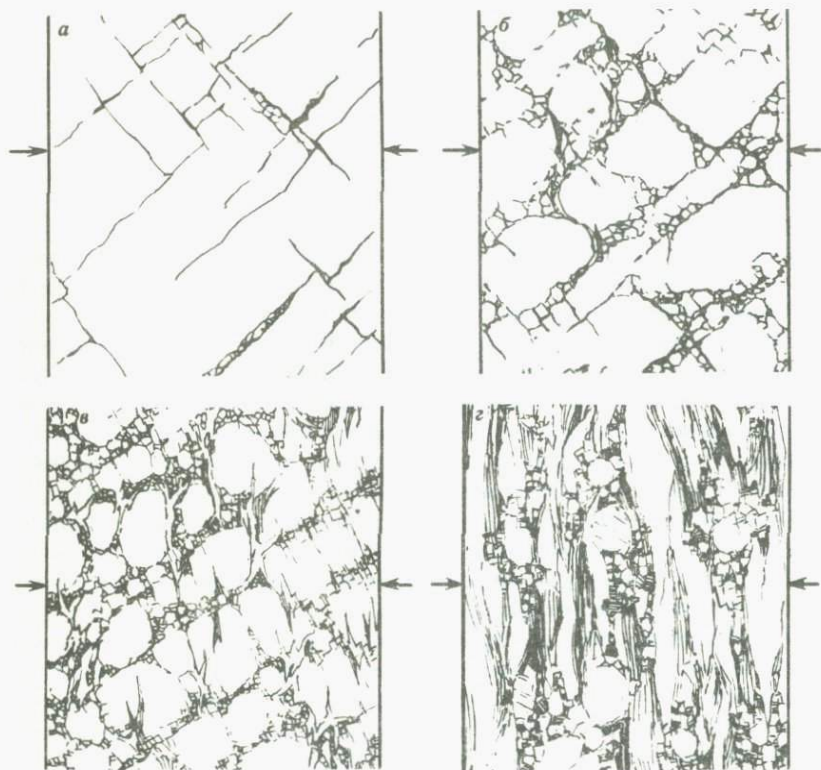


Рис. 11. Стадии деформации и рассланцевания массивной горной породы при стрессе

а — начальная стадия деформации; *б* — продолжение деформации с параллельным зарождением минералов — носителей сланцеватости; *в* — продолжение деформации катаклазированной горной породы с параллельным развитием сланцеватой текстуры; *г* — переход сланцеватого катаклазита в грубозернистый сланец

А.А. Глаголева, автор данной работы считает, что обе они могут быть удачно совмещены. Например, ориентировка кристаллов при этом будет объясняться трактовкой автора, а растворение — пояснением А.А. Глаголева (в случае отклонения от директивного направления).

На рис. 11, *а* показан процесс зарождения и развития сланцеватости в какой-либо массивной нетрещиноватой породе. Он иллюстрирует процесс зарождения трещин, ориентированных субпараллельно круговым сечениям эллипсоида деформации.

Поскольку в начальные стадии формирования сланцеватости, когда поверхности трещиноватости породы отчасти были субпараллельны

круговым сечениям эллипсоида деформации, а отчасти расположены хаотично, растворам приходилось проделать очень долгий путь (рис. 11, б). Минерализованные растворы при этом, следуя по извилистому пути и обтекая мало проницаемые фрагменты исходной породы, отлагали чешуйчатые минералы, приспособлявая их ориентировку к извилинам пройденного пути. Поэтому на начальных стадиях описываемого процесса, особенно в *грубо- и крупнозернистых породах, поверхности сланцеватости бугристы, извилисты и прерывисты* (рис. 11, в). В процессе дальнейшего увеличения трещиноватости и пористости пород при продолжающемся ориентированном давлении пути прохождения различных растворов становятся все короче и прямолинейнее и, соответственно, агрегаты чешуйчатых минералов, являющиеся субстратом будущих поверхностей сланцеватости, приобретают более четкую определенную ориентировку.

На начальных стадиях развития сланцеватости перемещение масс пород могло происходить только в результате катаклаза, вращения и лишь отчасти за счет поступательного движения фрагментов. В дальнейшем, при условии возникновения системы субпараллельных или параллельных трещин, ориентированных в направлении перемещения растворов и заполненных чешуйчатыми минералами, уменьшающимися коэффициент трения между смежными стенками, движение пород осуществлялось, наряду с перекачиванием, и путем скольжения относительно друг друга пластин породы, разделенных так называемыми плоскостями сланцеватости (рис. 11, г).

Так же, как и в начальные стадии рассланцевания, перемещение пород вдоль образующихся поверхностей сланцеватости будет происходить из мест с высоким общим и ориентированным давлениями в места с низкими аналогичными давлениями. Пластины пород, разделенные поверхностями сланцеватости, по отношению к ориентированному давлению ведут себя как жесткие тела, хотя толщи пород в целом испытывают пластические деформации, которые нередко называют "течением" породы (А. Харкер). Дальнейшее развитие поверхностей сланцеватости осуществлялось в направлении увеличения их прямолинейности и увеличения содержания минералов — носителей сланцеватости.

Для понимания процесса развития ориентированных структур и в частности сланцеватой текстуры автор книги использовал закономерности, установленные при изучении трещинных пегматитов, образовавшихся в гнейсовых и других метаморфических толщах.

Несмотря на отсутствие единства во взглядах на формирование пегматитов, в общем почти ни у кого не вызывает сомнения участие в пегматитообразовании различных флюидов и водных растворов. Л.Н. Россовский и С.И. Коноваленко подробно разбирают зависимость структурно-текстурных особенностей пегматитов от тектонических и соответственно термодинамических условий их образования.

Так в одной из своих работ, написанной по результатам исследо-

ваний, проводившихся недавно в Гиндукуше, Л.Н. Россковский и С.И. Коваленко [14] пишут: "В зонах стресса наблюдается директивное расположение кристаллов микролина, сподумена, турмалина и ряда других минералов относительно поверхности контактов. . . В частности, субпараллельная контактам ориентировка сподумена и других минералов обычно обусловлена формированием пегматитов в условиях сильного бокового давления. Причем, по-видимому, не исключено, что в целом ряде случаев такая ориентировка, особенно у слюд и турмалина, появляется в пегматитах уже после их образования". По мнению этих авторов, ориентировка минералов, субперпендикулярная контактам, возникает при формировании пегматитов в зонах растяжения, *субпараллельная — в зонах стресса*.

И.И. Матросов, рассматривая проблемы стадийности формирования редкометалльных пегматитов, писал: "Переход *плитообразных жил* в сравнительно изометричные сопровождается . . . *исчезновением* директивной структуры, хотя на отдельных участках может наблюдаться ориентировка минералов, субпараллельная контакту или кварцевому ядру" [12].

Ю.С. Слепнев, Г.Б. Мелентьев, Ю.И. Филиппова, описывая процессы минералообразования в редкометалльных гранитных пегматитах одного из районов Сибири, формирующихся в беспокойной тектонической обстановке, пришли к выводу, что в пегматитовых жилах чешуйки мусковита в большинстве случаев располагаются параллельно или субпараллельно контакту с вмещающими сланцами.

А.П. Калита отмечал, что в пегматитах щелочных гранитов, расположенных в эгирин-биотитовых гнейсах, биотит, как правило, параллелен контактам с вмещающими породами и ксенолитами.

О параллельности флогопита контакту с вмещающими амфиболитами в оторочке секущей альбитовой жилы писала в 1963 г. также Е.И. Кутукова.

Приведенные примеры показывают, что в *пегматитовых жилах, формирующихся в метаморфических толщах и поэтому связанных в своем образовании с ориентированным односторонним давлением, которое предусматривает ориентированное перемещение флюидов, большая часть поздних минералов, особенно слюд, приобретают ориентировку, параллельную контактам жил, т. е. совпадающую с направлением движения флюидов*.

Подробное изложение причин ориентированного давления дано в разделе 3. 4.

Причины сгущения поверхностей сланцеватости на границах разнородных сред. Закономерно поведение сланцеватости на границах разнородных сред — сланцев и интрузивных массивов, сланцев и будин, на границах вкрапленников и обломков пород в шлифах, где наблюдается сгущение поверхностей сланцеватости. Одним из примеров может служить

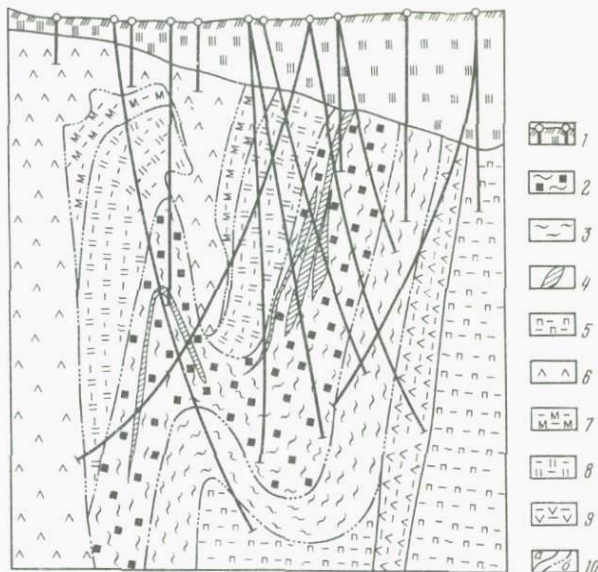


Рис. 12. Петрографический разрез через Новоберезовское месторождение. Видно обтекание метасоматическими сланцами причудливого контура массива окварцованных диабазов (по данным Г.Н. Альхова, В.М. Волкова, П.И. Сумкова)

1 — рыхлые отложения и скважины; 2 — пирит-кварцево-серцитовые метасоматические сланцы; 3 — серцитовые сланцы; 4 — рудные тела; 5 — порфирииды; 6 — массив окварцованных диабазов; 7 — сланцеватые существенно актинолитовые метасоматиты; 8 — сланцеватые хлоритовые микрокварциты; 9 — порфиритоиды; 10 — контакты (а — поверхности с рыхлыми отложениями и интрузивные; б — метасоматические)

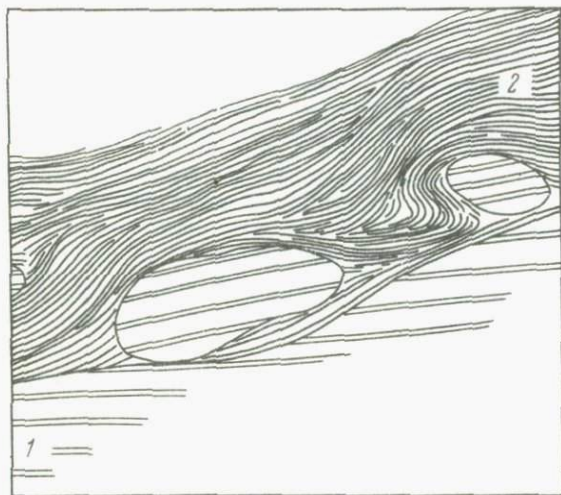
рудная зона Новоберезовского месторождения. Здесь на контакте с окварцованными диабазом (рис. 12) в мощной зоне повышенного расланцевания и гидротермального изменения сформировались рудные тела. Характерна форма пластин метасоматических сланцев, с "геометрической точностью" повторяющих крайне причудливую форму северо-восточного контакта интрузивного массива. При переходе к более мелким телам отмеченное обтекание сланцеватости их контактов сохраняется (рис. 13, 14). Сланцеватость не только обтекает механически более прочные и непроницаемые для растворов тела, она как бы концентрируется на их границах.

На микроскопическом уровне сохраняются все то же обтекание и концентрация минералов — носителей сланцеватости на границах разнородных сред (рис. 15). Подобная приуроченность сланцеватости к границам тел с различными механическими свойствами и обтекание ею этих



Рис. 13. Обтекание биотитовыми гнейсами (1) будинированных пегматитовых прожилков (2). Темное — обогащенные биотитом полочки и каемки вокруг будин (по Г.В. Тохтуеву)

Рис. 14. Обтекание серицито-глинистыми сланцами (2) округленных (развальцованных) обломков кварцитов (1) (по Г.Н. Щербе)



тел отмечалось очень многими исследователями, хотя с объяснением причин этой закономерности согласиться нельзя.

По мнению автора, причина отмеченной закономерности заключается в следующем.

Водные растворы, движущиеся в определенном направлении и встречающие на своем пути малопроницаемые, с низкой пористостью тела, концентрируются на их границах по той причине, что малопроницаемые препятствия не только служат экраном, но и уменьшают площадь прохождения растворов. Концентрация растворов на границах препятст-



Рис. 15. Огибание серицитовыми полосами порфирированных выделений плагиолаза в кварцево-плагиоклазовом порфире. Район Иртышского месторождения. Увел. 10. Ник. +

ий, особенно на противоположной стороне препятствия, способствует повышенному отложению минералов — носителей сланцеватости, которые, в свою очередь, ослабляют породу в местах своего скопления и в субпараллельном сланцеватости направлении, делая ее анизотропной. (величение анизотропии породы) повышает ее способность к пластическому течению, которое в первую очередь проявляется на геологических границах различных порядков, микроскопических, макроскопических и на границах мегаструктур. Зоны концентрации минералов — носителей сланцеватости становятся ослабленными участками, которые являются местами течения срывов, что снова создает условия для отложения минералов — носителей сланцеватости и еще более интенсивного последующего течения.

Выводы. 1. Основной причиной параллельной или субпараллельной ориентировки минералов — носителей сланцеватости, по-видимому, служит ориентированное движение самих флюидов за счет развиваемого ими гидродинамического давления.

2. Ориентированное давление (стресс), вероятнее всего, обеспечивает только ориентированное перемещение флюидов; толщи же сланце-

ватых метаморфических пород испытывают течение за счет составляющей ориентированного давления, направленной вдоль сланцеватости.

3. Концентрация поверхностей сланцеватости на границах различных сред различных порядков происходит, помимо различной способности различных пород к рассланцеванию, за счет экранирующего эффекта контактов мало проницаемых для растворов пород, а также за счет уменьшения площади поперечного сечения среды, занимаемой малопроницаемыми для растворов телами.

3. 4. ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ СЛАНЦЕВАТОСТИ НА ПРИМЕРЕ ОДНОГО ИЗ РУДНЫХ РАЙОНОВ ИРТЫШСКОЙ ЗОНЫ СМЯТИЯ (РУДНЫЙ АЛТАЙ)

Березовско-Белоусовский рудный район расположен в северо-западной части Иртышской зоны смятия и приурочен к северо-восточному ее крылу. Длина этого района около 50 км, ширина меняется от 10 км на юго-востоке до 2 км на северо-западе (Узкое место).

Рассмотрение тектонической схемы Березовско-Белоусовского рудного района (рис. 16) позволяет выделить три направления крупных тектонических нарушений. Первому направлению соответствуют нарушения, ограничивающие рудное поле с северо-востока и юго-запада и в общем совпадающие с генеральным северо-западным направлением зоны смятия на участке рудного района. Второе, север-северо-западное направление совпадает с рудными зонами большинства промышленных месторождений. Третье направление соответствует немногочисленным субширотным разломам.

Субширотные разломы и север-северо-западные рудные зоны, расположенные под углами $30-45^{\circ}$ к общему направлению рудного района, можно отождествить с круговыми сечениями эллипсоида деформации, необходимость построения которого в данном случае не вызывает сомнения. Широко распространенная на площади рудного района сланцеватость совпадает с двумя направлениями — северо-западным и север-северо-западным.

Предполагается, что первая система сланцеватости формировалась в процессе движения растворов и масс пород вдоль направления Иртышской зоны смятия. Вектор перемещения пород совпадает также с направлением штриховки (линейной ориентировки) на поверхностях сланцеватости.

В то время как первая система сланцеватости характерна для всей площади рудного района, вторая система север-северо-западного направления, совпадающая с ориентировкой рудных зон нескольких месторождений, имеет локальное распространение — приурочена только к зонам повышенного рассланцевания и гидротермального изменения (скрытым разломам).

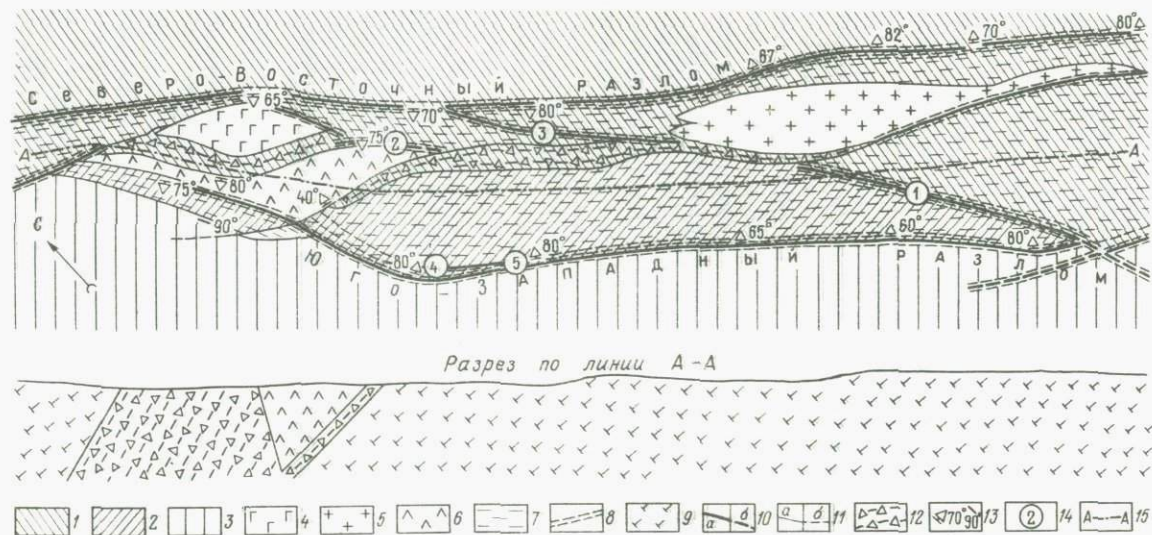


Рис. 16. Тектоническая схема центральной части Берзовско-Белоусовского рудного района

1, 2 — площадь распространения пород различных структурно-формационных зон (1 — Рудно-Алтайской, 2 — предположительно Калба-Нарымской); 3 — осевая подзона Иртышской зоны смятия — Иртышского антиклинория; 4 — интрузивный массив катаклазированных и метасоматически измененных габброидов; 5 — массив "плагιοгранитов"; 6 — интрузивный массив окварцованных диабазов; 7, 8 — сланцеватость (7 — I типа, или ранняя; 8 — II типа, или поздняя); 9 — положение штриховки на плоскостях сланцеватости в разрезе по А-А; 10 — разрывные нарушения зон повышенного расланцевания и гидротермального изменения (а — прослеженные, б — предполагаемые); 11 — мелкие разрывные нарушения — тектонические границы интрузивных тел, метаморфических толщ, зон брекчирования (а — прослеженные, б — предполагаемые); 12 — границы интрузивных тел, катаклазитов и милонитов; 13 — элементы залегания; 14 — месторождения (цифры в кружках); 15 — линия разреза по А-А

Итак, обе системы сланцеватости приурочены к ослабленным зонам, первая — к региональному Иртышскому глубинному разлому, вторая (более поздняя) — к север-северо-западным разломам, по-видимому, совпадающим с направлением одного из круговых сечений эллипсоида деформации. Во втором случае сланцеватость не выходит далеко за границы зон разломов, не превышая по ширине 100–200 м. Это свидетельствует о том, что поверхности сланцеватости, совпадая с направлением одного из круговых сечений эллипсоида деформации, не являются сколовыми поверхностями. Если поверхности сланцеватости север-северо-западного направления были бы поверхностями скола, они приурочивались бы не только к зонам разломов, слагая ограниченные по ширине полосы, а наблюдались бы на протяжении всей зоны смятия или на значительных ее отрезках.

Приведенный пример показывает, что сланцеватость, как правило, параллельная (субпараллельная) фронту ориентированного давления, может отклоняться от него в зависимости от общего структурного плана зоны расланцевания и гидродинамических условий в локальных разломных структурах. И если даже поверхности сланцеватости совпадают с направлениями круговых сечений эллипсоидов деформации, они не являются сколовыми поверхностями, а развились, подобно обычным системам поверхностей сланцеватости, в процессе ориентированного перемещения водных растворов и ориентированного кристаллообразования вдоль ослабленных зон (зон разломов).

Причины ориентированного течения толщ горных пород. Присутствие различных видов динамического метаморфизма — одна из характерных черт метаморфических проявлений в рудном районе. На первом месте по широте распространения стоит расланцевание, затем идут милонитизация, катаклаз и брекчирование. В пределах рудного района нет ни одного контакта различных в механическом (химическом) отношении пород, который не фиксировался бы зонами расланцевания, катаклаза и милонитизации. Это означает, что на его территории практически все участки находились в состоянии большей или меньшей деформации (рис. 17, 18).

Изучение трещинной тектоники, произведенное Ф.И. Вольфсоном вблизи Березовского и Белоусовского месторождений в 50-х годах, показало, что плоскость деформации в пределах этих месторождений в до-рудную, рудную и пострудную фазы деформации сколько-нибудь заметно не меняла своего положения. Длинная ось эллипсоида деформации в обоих месторождениях имела северо-западное направление параллельно сланцеватости, короткая ось эллипсоида деформации — северо-восточное. Последняя на Белоусовском месторождении была наклонена в северные румбы под углом около 60° , а на Березовском месторождении располагалась примерно горизонтально.

Исследованиями Н.Е. Галдина в 1957 г., В.И. Васильевой в 1959 г. и С.А. Долгих в 1957 и 1959 гг. было доказано, что все структуры (в том

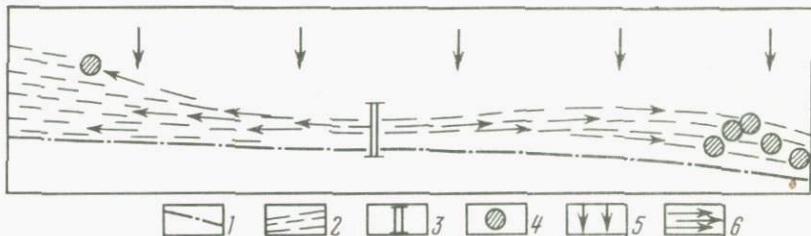
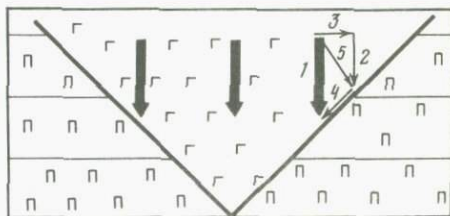


Рис. 17. Размещение колчеданно-полиметаллических месторождений на территории Березовско-Белоусовского района

1 — ось Иртышской зоны смятия; 2 — Березовско-Белоусовский рудный район и его северо-западное продолжение; 3 — положение Узкого места; 4 — месторождения; 5 — направление давления Рудноалтайской глыбы; 6 — направление движения растворов

Рис. 18. Схема перемещения сланцеватых толщ в зоне стресса

1 — стресс; 2 — ориентированное давление; 3 — сила сдвига (течения); 4 — сила трения на контакте; 5 — общее деформирующее давление



числе и микроструктуры) формировались на изученной территории в условиях бокового (по отношению простирания зоны смятия) давления. Это подтверждается существованием изоклиальной складчатости для первично-осадочных пород (углистые сланцы и известняки) и почти повсеместной крутой сланцеватостью. Вопрос о направлении бокового (ориентированного) давления может быть решен лишь с привлечением геологического материала по смежным территориям.

О направлении ориентированного давления на территории рудного района можно судить по следующим признакам.

1. Деформация пород на территории северо-восточного крыла Иртышской зоны смятия (там, где расположен рудный район) проявлена значительно сильнее, чем на территории юго-западного крыла.

2. Северо-восточные края интрузивных массивов ("плагиигранитов", кварцево-плагноклазовых и порфиоров, окварцованных габбро и др.) рассланцованы сильнее юго-западных.

3. Штриховка по отношению к Узкому месту расположена веерообразно, к северо-западу падает на юго-восток, а к юго-востоку — на северо-запад.

На примере Березовско-Белоусовского рудного района рассмотрим причины течения в общем случае. Общеизвестно, что перемещение хорошо рассланцованных пород по поверхностям сланцеватости называется "течением". Для объяснения этого термина обычно ограничиваются ссылкой на действие стресса — одностороннего давления. Но если источник стресса рассматривать как реально существующее (существовавшее) тело (кристаллическую плиту, интрузивный массив и пр.), перемещающееся в земной коре и оказывающее направленное давление на смежные толщи, вполне возможно хотя бы ориентировочно определить направление возникающих сил. На рис. 18 показано, что жесткое тело Г, перемещаясь в горизонтальном направлении заостренной частью вперед, оказывает давление на породы П и на заключенные в них растворы. Деформация пород должна сопровождаться перемещением растворов от заостренной части тела в диаметрально противоположные стороны. (Заостренная часть тела прошла наибольший путь и поэтому должна оказывать наибольшее давление на породы). Растворы при движении могли использовать сорванный контакт на границе тела Г и пород П, а также поверхности напластования. Направленное перемещение растворов способствовало ориентированному кристаллобластезу (сланцеватости), который обеспечивал закономерную анизотропию механических свойств исходных горных пород. После определенного промежутка времени, достаточного для формирования сланцеватости, продолжающееся давление тела Г вдоль сланцеватости пород приведет последние в состояние течения.

Таким образом, ориентированным давлением, перпендикулярным к направлению перемещения пород, удовлетворительно можно объяснить течение лишь жидкого материала, т. е. флюидов. Что же касается течения метаморфических толщ, то для их объяснения необходима сила, совпадающая с направлением течения пород и являющаяся составляющей тангенциальной силы.

3. 5. ОСОБЕННОСТИ РАССЛАНЦЕВАНИЯ В УСЛОВИЯХ КРЕМНЕЩЕЛОЧНОГО МЕТАСОМАТОЗА

Как было отмечено выше, формирование сланцеватости происходит в условиях перемещения (под действием ориентированного давления) минерализованных водных растворов и флюидов из мест повышенного гидростатического давления в направлении его понижения. При этом преимущественно в местах пониженного давления в благоприятных для этого условиях происходит кристаллизация минералов — носителей сланцеватости. По-видимому, процесс переноса петрогенных, а также рудных компонентов должен быть наиболее широко представлен в породах зеленосланцевой фации, т. е. там, где возникновение и развитие сланцеватости происходит быстро. О размерах этого процесса можно судить хотя бы по тому, что количество чешуйчатых, главным образом слюдис-

тых минералов, слагающих поверхности сланцеватости, составляет обычно 5–10 % породы, достигая иногда половины ее объема. Поскольку наиболее распространенными компонентами сланцеватых пород, образующимися в процессе кристаллобластеза, являются листовые силикаты, можно думать, что переносу при рассланцевании мог быть подвержен значительный ряд элементов, часто входящих в кристаллические решетки этих минералов. Такими элементами, в частности, являются медь и цинк, входящие в кристаллические решетки хлоритов, и свинец, входящий в кристаллическую решетку мусковитов (серицитов).

О масштабах и интенсивности метасоматических процессов, сопровождающих рассланцевание, можно судить на примере генезиса некоторых типичных пород рудных полей Прииртышья — Березовско-Белоусовского рудного района. Его длина составляет около 50 км, ширина меняется от 10 на юго-востоке до 2 км на северо-западе. Наиболее узкую часть назовем для удобства Узким местом.

Рудный район сложен углисто-серицито-кварцевыми сланцами, измененными породами основного состава, порфироидами, порфиритоидами и различными метасоматическими сланцами. Сланцы этого района отделены от прилегающих территорий, сложенных массивными или слабо сланцеватыми породами, двумя разломами. Северо-Восточный разлом отделяет их от преимущественно осадочных рудноалтайских толщ, Юго-Западный — от кристаллических сланцев Осевой подзоны зоны смятия. Вблизи Узкого места Рудноалтайская глыба образует выступ, обращенный к рудному району (см. рис. 16, 17).

Остановимся более подробно на происхождении широко распространенных здесь порфиритоидов и порфироидов.

Порфиroidы (рис. 19, а, б, в) — светло-серые различных оттенков и с разной степенью сланцеватости порфировые породы, различающиеся между собой количеством “вкрапленников” (от 1–5 до 10–15 %). По степени метаморфических изменений можно выделить слабо сланцеватые порфиры, сланцеватые порфиroidы и сланцевато-полосчатые серицито-кварцевые сланцы с реликтами порфировой структуры. Хотя между этими разновидностями существуют вполне постепенные переходы, они существенно отличаются друг от друга по химическому составу и по количеству “вкрапленников”. Последние представлены альбитизированным плагиоклазом и кварцем.

Длительное время порфиroidы рассматривались и описывались автором как типично магматические (интрузивные) породы. Но при более глубоком и более тщательном изучении этих пород пришлось отказаться от ранее принятой точки зрения. Несмотря на существование четких как будто интрузивных контактов с вмещающими породами, имеются многочисленные постепенные переходы к этим же породам. Кроме того, в порфиroidах встречаются реликты (различной формы и величины — от нескольких дециметров до нескольких сот метров длиной) по-

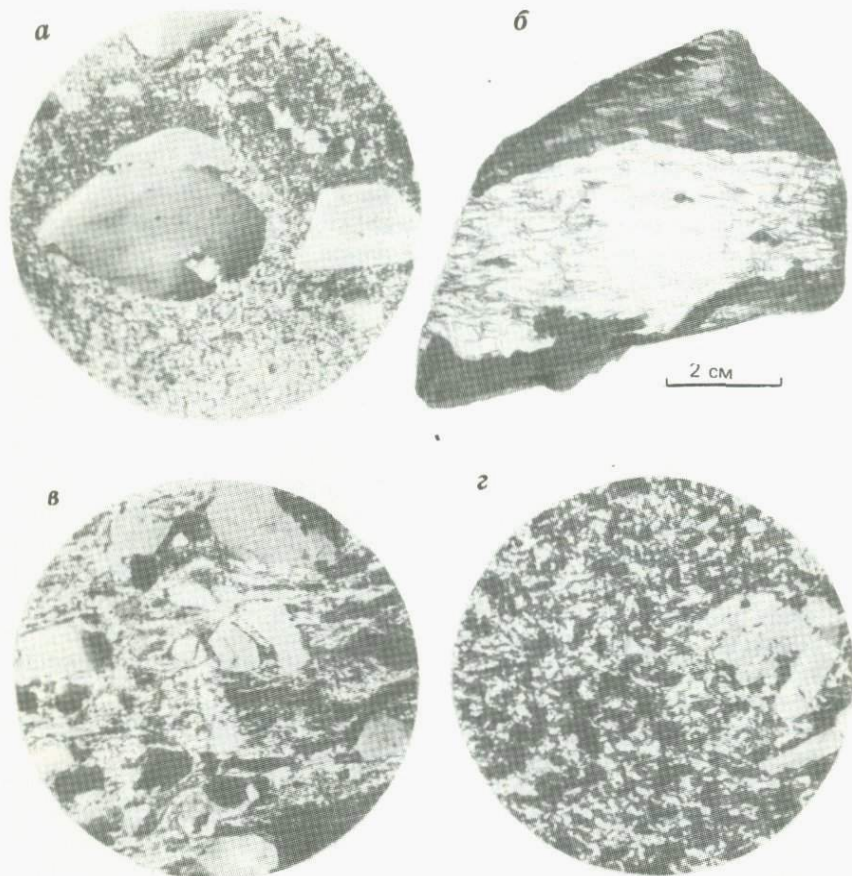


Рис. 19. Порфириновые породы Березовско-Белоусовского рудного района
а — кварцево-плагиоклазовый порфир. Березовское месторождение. Увел. 10. Ник. +; *б* — полимиктовый песчаник. Половина образца (светлое) превращена в порфириод. Район Красноярского месторождения. 1/2 нат. вел.; *в* — порфириод по песчанику. Увел. 15. Ник. +; *г* — порфириод диоритового состава. Район Новоберезовского месторождения. Увел. 10. Ник. +

род основного состава, песчаников и конгломератов рудноалтайской пихтовой свиты, углисто-серицито-кварцевых сланцев.

С помощью глубоких скважин хорошо изучены контакты отдельных участков и тел порфириодов с породами Рудноалтайской структурно-формационной зоны, расположенной на северо-востоке.

Ниже приводится описание образца (рис. 19, *б*), одна половина которого представлена слабо сланцеватым фиолетово-бурым полимиктовым песчаником, а другая — буровато-серым порфириодом.

Петрографическое изучение обеих частей образца позволяет выяснить, что в результате метаморфического (метасоматического) преобразования песчаника в порфиرويد в первом происходят следующие изменения:

- а) усиливается сланцеватая текстура за счет повышения количества ориентированного серицита,
- б) полностью разлагаются зерна плагиоклаза,
- в) исчезают гидроксиды железа,
- г) появляется хлорит,
- д) *вырастают метакристаллы кварца.*

Порфиритоиды по степени вторичных изменений представлены своими разновидностями по диабазовым и диоритовым порфиритам. И первые, и вторые имеют темно-зеленовато-серую окраску, но первые отличаются от вторых присутствием актинолита и почти полным отсутствием эпидота и метакристаллов кварца (рис. 19, з).

Геологические наблюдения, данные петрографического изучения и анализ химического состава приведенных выше пород показывают, что их рассланцевание происходило в условиях кремнещелочного метасоматоза, который обеспечил альбитизацию и окварцевание почти всей массы пород рудного поля. Наиболее глубокие динамометаморфические и метасоматические изменения привели к образованию полей и тел порфиroidов с почти полным выносом железа, кальция и магния и некоторых других элементов. Порфиroidы развиваются по породам любого состава и возраста; порфиroidные выделения плагиоклаза, видимо, имеют различную природу, но выделения кварца во всех случаях являются метакристаллами. Первичная природа порфиroidов устанавливается с большим трудом. Что же касается порфиритоидов, то их разновидности по диабазовым порфиритам являются примером более слабого изменения, а по диоритам — более сильного.

Таким образом, рассланцевание пород рудного поля происходило в условиях кремнещелочного метасоматоза, видимым проявлением которого были различные формы порфиробластического окварцевания. Наиболее глубокое изменение этих пород привело к образованию порфиroidов, менее глубокое — порфиритоидов. При возникновении порфиroidов, по-видимому, широко было проявлено не только метасоматическое, но и магматическое замещение.

Процесс образования порфиroidов и порфиритоидов в пределах рудного поля показывает, к каким глубоким не только динамометаморфическим, но и химическим изменениям может привести рассланцевание, если оно сопровождается интенсивным метасоматозом. Это касается не только петрогенных, но и рудных компонентов.

3. 6. МЕХАНИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ, СОПРОВОЖДАЮЩИЕ ПРОЦЕСС РАССЛАНЦЕВАНИЯ

Одним из признаков хорошо развитой сланцеватости является наличие более или менее протяженных штрихов и борозд скольжения на поверхностях сланцеватости, свидетельствующих об интенсивности относительного перемещения пластин породы.

Природа штриховки на поверхностях сланцеватости может быть объяснена только с точки зрения ее развития. Рассланцевание — процесс постепенный, поскольку он заключается в образовании и накоплении в породе одинаково ориентированных удлинённых или пластинчатых минералов, протяженные пластины которых при сколе выявляются как поверхности (“плоскости”) рассланцевания. На ранних стадиях развития сланцеватости при небольшом содержании ориентированных минералов эти поверхности неровны и прерывисты (несовершенны). В дальнейшем же по мере увеличения количеств минералов — носителей сланцеватости и усиления пластического течения породы (А. Харкер и др.) поверхности рассланцевания по форме приближаются к плоскостям, становясь все более совершенными. Появление штрихов и борозд наблюдается только на совершенных поверхностях сланцеватости, поскольку они связаны с развитием пластического течения. Возникая в результате трения одной пластины породы о другую, они, являясь скульптурой поверхностей (зеркал) скольжения, в какой-то степени характеризуют интенсивность и направление пластического течения породы.

Понятно, что штрихи и борозды могут образовываться при различных видах сланцеватости и иметь различную ориентировку в зависимости от направления относительного перемещения пластин, разделенных поверхностями сланцеватости.

Несмотря на то что различные по происхождению и ориентировке виды трещин не являются предметом нашего исследования, они могут представлять интерес в том случае, когда совпадают с поверхностями сланцеватости. В этом отношении трещины нередко становятся своеобразными зеркалами скольжения со свойственной им характерной скульптурой.

В пределах Березовско-Белоусовского рудного района они достаточно подробно изучены Ф.И. Вольсоном, Г.Л. Рубо и др. Если попытаться дать скульптуре зеркал скольжения, в том числе и совершенных поверхностей сланцеватости, возможную классификацию, то по морфологии и интенсивности проявления можно выделить штрихи, борозды и треугольники выкрашивания.

Штрихи, выраженные в виде едва заметных, протяженных, почти прямолинейных углублений, ориентированных по направлению “течения” породы, распространены повсеместно на поверхностях сланцеватости. Хотя этот структурный элемент несомненно вызван трением бо-

лее твердой частицы, попавшей в зеркало скольжения, ее обычно трудно обнаружить.

Борозды, в отличие от штрихов, проявлены четче и по протяженности, и по глубине. Их длина измеряется сантиметрами, редко дециметрами, глубина — миллиметрами, но чаще долями миллиметра. Причина борозд — режущее воздействие более твердой частицы (песчинки, метакристалла), находящейся в зоне зеркала скольжения. В бороздах почти всегда устанавливается очень вытянутая треугольная форма, причем узкая часть расположена в начале движения твердой частицы, а широкая — в конце. Эту частицу обычно легко обнаружить со стороны широкой части треугольника на противоположной стороне зеркала. Здесь она может либо сохраниться, приобретя округлые формы за счет развальцевания или оставаясь остроугольной, либо может быть раздавлена в конечном пункте своего пути, где на ее месте в этом случае на противоположной стороне зеркала остается более или менее заметный бугорок. Пологая треугольная форма борозд объясняется постепенным выходом твердой частицы в полость зеркала скольжения. В результате трения одной стороны зеркала о другую эта частица, по-видимому, обнажается до своей более широкой части и при скольжении действует, как постепенно расширяющийся резец, все глубже входя в противоположную сторону зеркала скольжения.

Такие зеркала скольжения с развитыми штрихами и бороздами относятся, по определению Н.А. Елисеева, к "настоящим". В них *R*-поясовое строение отсутствует, так как они по характеру движений и узору принадлежат к *S*-тектонитам. Но, кроме "настоящих", существуют так называемые кажущиеся зеркала скольжения. Борозды в "настоящих" зеркалах скольжения располагаются вдоль направления движения; на кажущихся зеркалах борозды имеют цилиндрическую форму и располагаются поперек направления движения. В случае когда встречаются поперечные борозды скольжения, микроструктурный анализ обнаруживает *R*-тектонитовое, поясовое строение. В подобных ситуациях такие борозды возникают в результате вращательных движений вокруг оси за счет неровностей на поверхностях скольжения. "Настоящие" и кажущиеся зеркала скольжения очень часто (но не всегда) отличаются друг от друга характером поверхности. Если провести рукой вдоль параллельных борозд скольжения на поверхности "настоящего" зеркала, то в направлении движения эта поверхность будет гладкой, а в противоположном направлении — шероховатой. Если же проделать аналогичную манипуляцию с кажущимися зеркалами скольжения с поперечными бороздами скольжения, то они во всех направлениях будут гладкими.

Описанный выше процесс образования штрихов и борозд на настоящих зеркалах скольжения применим и для объяснения возникновения треугольников выкрашивания, которые, встречаясь значительно реже, иллюстрируют все тот же процесс скольжения одной части породы отно-

сительно другой. По сравнению с бороздами треугольники выкрашивания бывают шире у основания и короче по высоте.

Поверхности зеркал скольжения очень часто подстилаются пленочными милонитовыми агрегатами, которые иногда бывают столь тонкими, что их можно обнаружить только под микроскопом. По данным Н.А. Елисеева, милониты могут быть с послекристаллизационной, паракристаллизационной и докристаллизационной деформациями отдельных минералов. Отнесение к blastsмилонитам определяется наличием частично докристаллизационной, а частично послекристаллизационной деформации.

Еще одним достаточно распространенным доказательством "течения" сланцеватых толщ при продолжающемся ориентированном давлении могут служить наблюдения И.Я. Дядькина в 70-х годах на одном из пегматитовых месторождений, где "кристаллы мусковита имеют линзовидную форму и обычно вытянуты согласно с простиранием пород. Отдельные кристаллы группируются в цепочки, приуроченные к серии параллельных трещин, совпадающих с направлением гнейсоватости пород . . . При рассмотрении строения гнезд нередко устанавливаются закономерное изменение величины кристаллов мусковита — от более крупных в центре к более мелким на периферии, постепенно переходящим в мелкозернистый агрегат. Размер чешуек мусковита в краевой части таких гнезд соизмерим с размером чешуек гнейсов. Отдельные кристаллы мусковита всегда окружены более мелкими чешуйками и содержат их включения.

Как показывают данные замеров, плоскости (001) крупнокристаллического и мелкочешуйчатого мусковита и биотита гнейса имеют одинаковую ориентировку с простиранием сланцеватости пород. Углы падения сланцеватости и плоскостей (001) мусковита также чаще всего совпадают . . . Химический анализ крупных пластин мусковита и окружающих мелких чешуек показал почти полную идентичность их состава.

Кристаллы мусковита, лежащие в плоскости сланцеватости породы, оказываются растащенными на части вдоль плоскостей спайности.

Иногда наблюдаются повороты отдельных частей кристаллов на угол до 30° друг относительно друга. Крупные кристаллы мусковита всегда "обтекаются более мелкими чешуйками".

Изложенное выше показывает, что зеркала и борозды скольжения, линзы мусковита и обтекающий их тонкочешуйчатый агрегат являются различными формами механических деформаций на поздней стадии развития сланцеватости.

Милонитизация происходит не только в зонах тектонических нарушений, но не менее часто при рассланцевании горных пород. Процесс милонитизации — тонкого перетирания — нарастает по мере увеличения пластического "течения" пород. Продуктов перетирания-ранних этапов

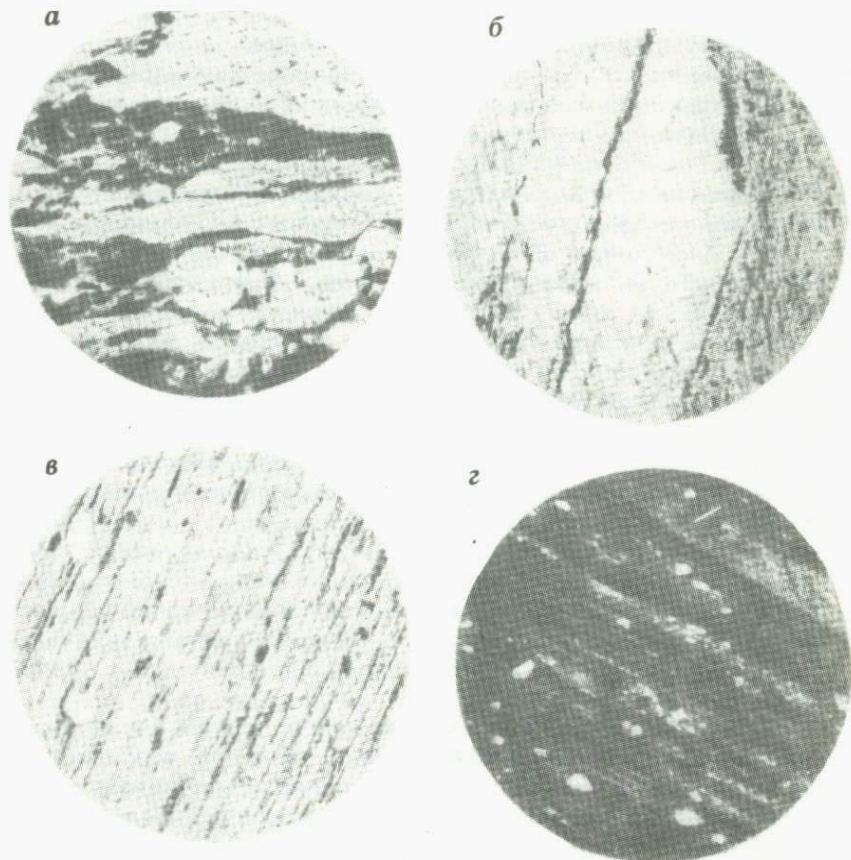


Рис. 20. Механические явления, сопровождающие рассланцевание

а — брекчия порфирита с субпараллельной ориентировкой фрагментов. Район Новоберезовского месторождения. Увел. 10. Ник.+; *б* — порфирит (светлое) и развившийся по нему blastomylonит хлорито-альбито-эпидотового состава. Район Новоберезовского месторождения. Увел. 10. Ник.+; *в* — blastomylonит кислого состава неясного происхождения. Район Иртышского месторождения. Увел. 20. Ник.+; *г* — blastomylonит хлорито-альбито-эпидотового состава. Район Иртышского месторождения. Увел. 15. Ник.+

обычно мы не видим, поскольку они замещаются более поздними минералами — носителями сланцеватости.

Милонитами называются продукты перетирания различных горных пород, часто обладающие ориентированной текстурой. Последняя создается в результате линейной ориентировки перетертого материала различного состава или окраски. Тонкий милонитовый материал может сопровождаться более крупными фрагментами (рис. 20).

По Р. Штаубу, к *тонкомилонитовым* следует отнести структуры тонко перетертых измельченных пород, часто образующихся на поверхностях сланцеватости. При тонкой милонитизации количество реликтовых (не раздробленных) зерен приближается к нулю; размеры же зерен — продуктов перетирания обычно измеряются сотыми долями миллиметра. В *бластомилонитах* появляются полосы минералов — носителей сланцеватости; линзы минералов — показателей массивности вытягиваются в узкие полосы и образуют тонкополяризующие агрегаты.

А.А. Каденским в 60-х годах подробно описаны приуроченные к зонам тектонических нарушений, в том числе — к зеркалам скольжения в кристаллических сланцах Анабарского массива так называемые *псевдотахилиты*. Эти породы слагают сравнительно тонкие плитообразные тела и линзы стекловатого облика. Внешне это темные микрозернистые породы с раковистым изломом. Первое время происхождение псевдотахилитов объяснялось переплавлением тонкого милонитового материала за счет выделившегося при трении тепла, но рентгеноструктурный анализ обнаружил криптокристаллическую структуру тонко измельченного материала без признаков настоящего переплавления.

В описанном случае абсолютный возраст изученной породы (псевдотахилита) не определялся и поэтому рентгеноструктурное его изучение не учитывало тот возможно огромный промежуток времени существования этих пород, в течение которого несомненно должна была произойти перекристаллизация любого материала, в том числе и стекловатого.

На рис. 20, в виден бластомилонит кислого состава неясного происхождения. Он примерно на 50 % состоит из серицита и небольших количеств хлорита. Остальная часть породы состоит из милонитового гематито-альбито-кварцевого материала. Наиболее крупные развальцованные обломки кварца размером около 0,1 мм имеют округлую форму. Может возникнуть сомнение в милонитовой природе этой породы. Но милонит отличается от сходного по составу метаморфизованного алевролита тем, что в алевролитах не может быть обломков круглой формы, меньше 0,05 мм в поперечнике (Л.Б. Рухин и др.), в то время как в милонитах вследствие развальцевания округлые обломки могут иметь в поперечнике любые (в том числе меньшие 0,05 мм) размеры. Причина такой разницы заключается в том, что наиболее мелкие алевритовые частицы переносятся водой во взвешенном состоянии и поэтому не окатываются. Что же касается милонитизации, то процесс развальцевания, сопровождающий ее, охватывает зерна (или их обломки) любого размера.

3. 7. ВЫВОДЫ

Изучение ориентировки поверхностей сланцеватости и характера их связи с определенными геологическими структурами показывает следующее.

1. В крупных зонах смятия и метаморфизма, приуроченных к глубинным разломам, направление поверхностей сланцеватости в общем совпадает с директивным направлением этих зон, отклоняясь от него только в разломах (зонах рассланцевания) более низкого порядка, где ориентировка сланцеватости совпадает с направлением каждого отдельного взятого разлома, входящего в структуру всей зоны.

2. На границах сланцеватых пород с массивами более ранних по отношению ко времени рассланцевания пород поверхности рассланцевания всегда параллельны этим границам.

3. На границах с будинаж-структурами сланцеватость всегда как бы обтекает эти будины.

4. В шлифах минералы — носители сланцеватости обтекают порфиновые выделения, порфиробласты и порфирокласты.

Как уже отмечалось выше, эллипсоид деформации нельзя использовать для объяснения приуроченности поверхностей сланцеватости к директивному направлению разломных структур, а также резких поворотов поверхностей сланцеватости на границах интрузивных массивов и других структур. Эллипсоид деформации не объясняет отмеченные явления в изменении ориентировки поверхностей сланцеватости. Учитывая большую роль водных растворов в процессе рассланцевания пород, можно прийти к выводу, что, во-первых, *поверхности сланцеватости совпадают с направлением движения ранее протекавших растворов*, и, во-вторых, *поверхности сланцеватости являлись путями движения водных растворов*. К подобному же заключению ранее пришел Т. Барт в своей книге "Теоретическая петрология".

Материал, изложенный в этой главе, показывает, что процесс рассланцевания является по существу ориентированным кристаллобластом в условиях стресса и направленного перемещения растворов. Движущиеся по трещинам растворы обеспечивают не только рост кристаллов минералов — носителей сланцеватости, но и их ориентировку.

Процесс развития поверхностей сланцеватости состоит из трех этапов: 1) начального, заключающегося в перемещении главным образом растворов, насыщающих породу; 2) промежуточного, когда в процесс "течения" вовлекаются не только растворы, но и породы, 3) заключительного, состоящего не только в перемещении растворов, но и в дифференциальном "течении" всей массы породы.

Ориентировка почти идеальных в большинстве случаев поверхностей сланцеватости ("плоскостей") в конечном выражении отражает движение в условиях ориентированного давления сначала насыщающих породы минерализованных растворов, а затем и самих пород.

Поверхности сланцеватости являются путями движения водных растворов.

МЕСТО ОРИЕНТИРОВАННЫХ ТЕКСТУР В ЗЕМНОЙ КОРЕ

4.1. ГЛУБИНЫ РАСПРОСТРАНЕНИЯ
СЛАНЦЕВАТО-ПОЛОСЧАТЫХ ТЕКСТУР

В представлениях о глубинах образования и существования ориентированных, в частности сланцевато-полосчатых, текстур до сих пор не достигнуто достаточной ясности. Известно только, что границы между массивными и сланцевато-полосчатыми текстурами (породами) в разрезе земной коры находятся на разных глубинах. Местонахождение их зависит от геологической истории развития региона, проницаемости пород земной коры, насыщенности ее жидкими и летучими компонентами, а также термодинамических условий, состава пород и величины ориентированного давления.

Положение верхней границы существования ориентированных текстур может быть приблизительно установлено путем следующих расчетов.

Как уже было показано, основным условием образования сланцеватости являются возникновение листовых и водных цепочечных силикатов в обстановке ориентированного давления и присутствие водных растворов. Ниже помещены краткие данные об условиях формирования этих минералов, по У. Диру, Р. Хауи и Дж. Зусману.

Чисто железистая гидроксидная слюда типа биотита была получена при температуре 580–590°С и давлении 75 МПа. Двухвалентный железистый тальк был синтезирован при температуре ниже 480°С. Наиболее низкая температура синтеза хлоритов – 450°С для клинохлора и 400°С для дафнита. Серпентин можно получить при температуре ниже 500°С и давлении от 14 до 280 МПа. Серпентинизация оливина осуществлялась при температуре ниже 400°С, а железосодержащие оливины серпентинизируются при еще более низких температурах. По одним сведениям, мусковит был получен при температуре 400°С, по другим – при температуре 350°С и давлении около 35 МПа. Серицит был получен при 300°С, флогопит – при температуре ниже 400°С.

Из приведенных данных видно, что при соответствующем давлении минимальная температура образования значительной части чешуйчатых (слюдистых) минералов составляет около 300–400°С.

Геотермическая ступень в наиболее изученных районах распространения термальных вод Армении (Джермук, Анкаван, Бжни-Арзакан, Саят-Нова, Сисиан и др.) изменяется от 1,1 до 45,0 м/град [1]. Средневзвешенная на мощность величина геотермической ступени для этих районов равна 16,5 м/град. Она является наиболее представительной, поскольку получена не простым делением суммы геотермических ступе-

ней на количество скважин, а с учетом величины интервала по скважине, характеризующей этой ступенью. Исходя из этой величины можно считать, что при соответствующем давлении температуры, необходимые для образования многих чешуйчатых минералов (300°C и больше), в описываемом районе могут находиться в среднем на глубине 5 км.

Данные по геотермическим условиям Курильско-Камчатской зоны свидетельствуют о том, что в районах разгрузки горячих вод и пара (Долине Гейзеров, Паужетском, Больше-Банном и др.) с температурами $150\text{--}250^{\circ}\text{C}$ на глубинах первых сотен метров образование слюдястых минералов (при соответствующем давлении) может происходить на глубине 1 км.

Таким образом, в областях с высоким тепловым потоком при необходимой величине литостатического давления глубина залегания пород со сланцевато-полосчатыми текстурами, вероятно, составляет от 1 до 5 км.

Как было показано выше, для образования значительной части чешуйчатых минералов необходимы давления ориентировочно от 15 до 30 МПа. Литостатическое же давление для пород среднего состава ($\sigma = 2,8 - 2,9 \text{ г/см}^3$) для интервала глубин 1–5 км будет изменяться от 28,5 до 142,5 МПа и соответствовать необходимым условиям рассматриваемого минералообразования.

Имеющиеся в геологической литературе данные не противоречат приведенным выше цифрам. Поскольку наши расчеты относятся к областям молодого вулканизма, отличающимся достаточным распространением плотных магматогенных пород, возможность проявления стресса (см. гл. 2) — необходимого условия образования ориентированных текстур — в подобных районах не вызывает сомнений.

Определение положения нижней границы распространения сланцевато-полосчатых текстур более сложно, поскольку она находится на очень больших глубинах.

Некоторые исследователи (Х. Ферберн и др.) проводят границу перехода сланцеватых пород в массивные между 30 и 40 км. Исходя из этих приблизительных данных толщина слоя сланцеватых пород должна ориентировочно находиться между 5 и 35 км и равняться по толщине примерно 30 км.

4.2. СЛАНЦЕВАТОСТЬ И ЕЕ СВЯЗЬ С ГОРООБРАЗОВАНИЕМ

Как видно из вышеуказанного, процесс рассланцевания начинается с возникновения разности давлений, которая обеспечивает перемещение поровых и других водных растворов в направлении уменьшения давления. Кульминацией рассланцевания является процесс интенсивного перемещения не только водных растворов, но и самих толщ горных по-

род. Как большинство процессов, связанных с тектоническими напряжениями, рассланцевание сопровождается увеличением пористости, а также объема горных пород, подвергшихся этому процессу. Особенно интенсивно пористость и объем возрастают при снятии стресса, т.е. после выхода деформируемых толщ на уровень земной поверхности. Процесс выхода рассланцованных толщ на уровень земной поверхности, сопровождаемый образованием веерообразных складок, часто называют "разваливанием".

Большинство гор складчатого происхождения тесно связаны с глубинными разломами. Наглядный пример – линейная складчатая система Уральского хребта. Связь с глубинными разломами обеспечивает вышерасположенные горные породы ювенильными флюидами, но в первую очередь глубинным теплом, необходимым для проявления метаморфических, в частности, динамометаморфических процессов.

Таким образом, в горных системах и крупных зонах смятия процесс рассланцевания обеспечивается не только ориентированным давлением, но и тепловой энергией, необходимой для ориентированного кристаллобластеза.

Из структурной геологии и тектоники известно, что при смятии геосинклинальных отложений, сопровождаемым ростом складчатых гор, происходит выдавливание деформируемого осадочного материала во все стороны (П.Н. Кропоткин и др.), но преимущественно в направлении наименьшего сопротивления, т.е. вверх. Выжатый материал в виде рассланцованных пород различного состава и происхождения движется вверх до тех пор, пока это возможно, вследствие механической прочности пород на изгиб. Под действием силы тяжести выжатые толщи пород изгибаются в сторону жесткой плиты, вызвавшей деформацию. Чаще всего такой плитой является платформа. Механизм формирования веерообразных складок – это и есть механизм "разваливания" и опрокидывания рассланцованных пород. "Разваливание" смятых в складки сланцеватых толщ обычно начинается еще до выхода смятых толщ на поверхность и сопровождается как бы срезанием острых краев плит, нависающих над областью рассланцевания. Следовательно, возникновение веерообразных складок, опрокидывание толщ и отдельных слоев и, наконец, формирование надвигов, шарьяжей и покровов – это различные элементы единого процесса складчатого горообразования, генетически связанного с рассланцеванием пород.

Поскольку сланцеватые породы составляют наибольшую часть горных пород складчатых горных сооружений, должна быть понятна та огромная роль, которую играют ориентированное давление и связанное с ним рассланцевание в горообразовании.

СЛАНЦЕВАТОСТЬ, КЛИВАЖ, МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ПОЛОСЧАТОСТЬ И БУДИНАЖ

5.1. КЛИВАЖ

К настоящему времени различными исследователями создано большое количество классификаций кливажа и выделено много его разновидностей. Несмотря на разнообразие выделенных видов, основными признаются *кливаж течения* и *кливаж разлома*. Кливаж течения также называют кливажем истечения, главным кливажем течения, кливажем осевой плоскости и пр. Первая классификация видов кливажа была создана на рубеже XIX—XX вв., а затем дополнена П. Фурмарье, В.В. Белоусовым и М. Биллингсом. На рис. 21 приведены некоторые разновидности кливажа.

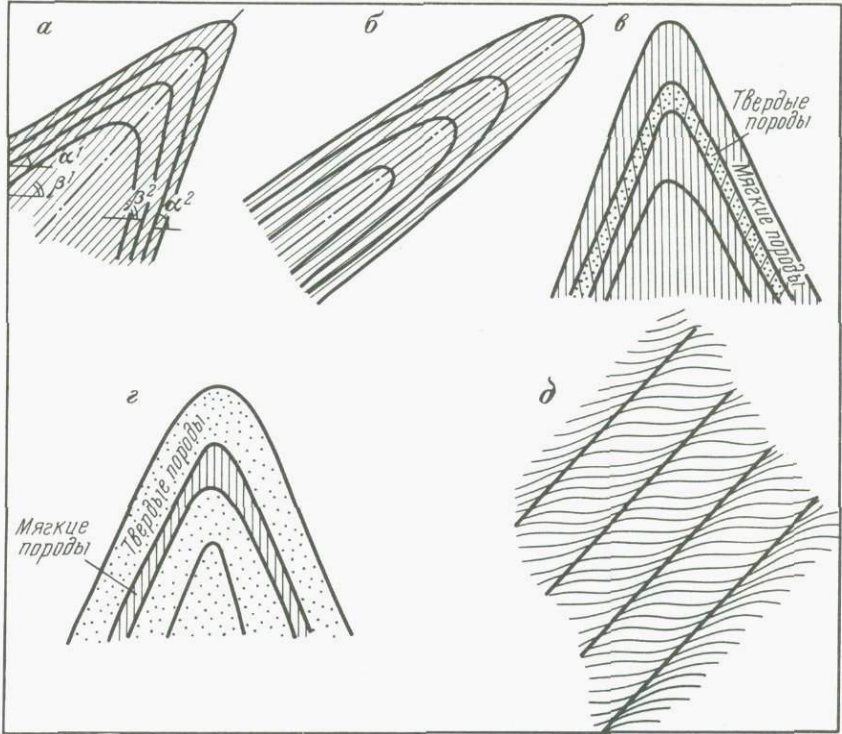


Рис. 21. Виды кливажа (по В.В. Белоусову)

a — кливаж осевой поверхности в открытой складке; *б* — кливаж осевой поверхности в изоклинальной складке; *в* — преломление кливажа в слое песчаника; *г* — обратный веерообразный кливаж в тонком глинистом слое, залегающем между мощными слоями песчаника; *д* — s-образный кливаж

В Геологическом словаре [4] под термином “кливаж” понимается способность пород раскалываться на пластинки и призмы по густо развитой системе параллельных поверхностей, секущих слоистость или согласных с ней. Он возникает за счет параллельной ориентировки удлиненных минералов или образования независимой от такой ориентировки сети параллельных трещин.

Как видно из определения, оно подразумевает все виды параллельной или субпараллельной делимости, в том числе и сланцеватость.

Термин “кливаж” был введен в геологическую литературу А. Седжвиком в 1835 г.

В период становления представлений о кливаже существовало несколько точек зрения на его происхождение. Но в основном шла борьба между сторонниками гипотезы “сдавливания” и сторонниками гипотезы “скалывания” (рис. 22). Представители первого направления — Д. Шарп, Дж. Тиндаль, Г. Сорби и С. Хаертон, К. Науман, А. Добрэ, А. Гейм, Э. Жанетта и А. Харкер, Э. Клоос, Ж. Гогель, Г. Беккер, Л. Ситтер, А.В. Пэк и др. Представители второго направления — Г. Рамберг, В.В. Белоусов, Г.Д. Ажгирей и др.

Некоторые исследователи придерживались одновременно обеих гипотез (Л. Ситтер и др.), предполагая, что кливаж бывает двух типов — сплющивания (кливаж течения) и скалывания (кливаж разлома). А. Ложель и О. Фишер считали его результатом сжатия, вызывающего скалывание. Особенно широкое распространение эта гипотеза получила в конце XIX — начале XX вв. в работах Г. Беккера, который доказывал, что кливаж образуется в результате скалывания под углом, близким к 45° , к сжимающей силе с последующим увеличением угла скалывания по мере усиления деформации. В соответствии с этим Ч. Лизс в 1905 г. предложил выделять кливаж течения, перпендикулярный к направлению наибольшего сжатия, и кливаж разлома, расположенный под острым углом к сжимающей силе. Сторонниками этого направления являются Г.Д. Ажгирей и В.В. Белоусов. М.А. Гончаров высказывает сомнения в

правильности гипотез сдавливания и скалывания. И.В. Кириллова подвергает сомнению образование кливажа только под действием внешних сил сжатия. Она считает что горные породы при опускании на большие глубины испытывают деформацию и теряют воду.

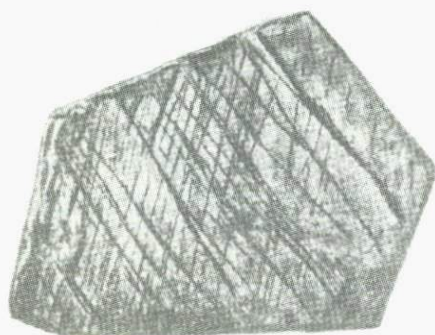


Рис. 22. Кливаж скалывания в кварцевом “прослойке” мартитового роговика (по Г.В. Тохтеву) . 1/2 нат. вел.

В период инверсии они насыщаются водой и увеличиваются в объеме. Региональный кливаж, по ее мнению, является следствием "струй" восходящего течения.

Типичны следующие особенности кливажа, по М.А. Гончарову [5].

1. Хорошее развитие только в глинистых породах.
2. Признаки циркуляции водных растворов вдоль поверхностей кливажа.
3. Приуроченность поверхностного кливажа к зонам смещения.
4. Частая прерывистость и неоднородность поверхностей кливажа.
5. Приуроченность к границам неоднородных сред.
6. Деформация сплющивания.

Почти все вышеперечисленные особенности кливажа (неясен пункт 6) в меньшей степени характерны и для сланцеватости.

Классическими являются отмеченные М.А. Гончаровым [5] описания И.В. Кирилловой и Н.Б. Лебедевой зависимости совершенства кливажных поверхностей от минерального состава горных пород.

И.В. Кириллова установила, что на Большом Кавказе в областях широкого распространения кливажа последний развит далеко не всегда одинаково. Наиболее интенсивно, хотя и не везде равномерно, он присутствует в глинистых породах. Глинистые пелитоморфные разности известняков также характеризуются довольно четко выраженным кливажем. Мергели раскливажированы обычно несколько менее резко. В крупнокристаллических разностях известняков кливаж не наблюдался.

Таким образом, кливаж обнаруживает четкую приуроченность к породам глинистого ряда и породам, имеющим глинистую примесь. Эта закономерность распространяется и на соответствующие обломочные породы. В песчаниках с карбонатным цементом он отсутствует, то же наблюдается и в песчаниках, имеющих кремнистый цемент. Напротив, глинистая цементация в песчаниках весьма благоприятна для развития кливажа: его поверхности "поражают" цемент и "обтекают" обломочные зерна. И.В. Кириллова отмечает, что толщина отделяющихся по кливажу пластин явно зависит от размеров и количества алеврито-песчанистого материала в породе. Там, где зерна имеют небольшой диаметр (0,002 — 0,05 мм) и расположены относительно далеко друг от друга в более или менее однородной глинистой основной массе, линзочки, ограниченные поверхностями кливажа, в поперечном сечении имеют вид удлинённых волокон. В случае более близкого расположения алевритовых зерен эти линзочки, оставаясь тонкими, несколько укорачиваются. При наличии крупных песчаных зерен кливажные поверхности довольно быстро сходятся выше и ниже их, образуя относительно утолщенные чечевицеобразные линзы, в центральных частях которых и располагаются эти зерна. Обычно такое зерно в линзе одно, реже кливажные поверхности последовательно огибают несколько зерен, образуя своеобразные четковидные цепочки.

Н.Б. Лебедева в результате изучения песчано-глинистых толщ южного склона Большого Кавказа отмечает, что в глинистых песчаниках с базальным типом цементации, когда между зернами имеется достаточно большое пространство для развития поверхностей кливажа, последний обнаруживает отчетливую приуроченность к границам обломочных зерен. Эти поверхности центральными частями касаются или даже облекают зерна, но затем отходят от них и на некотором расстоянии от зерен затухают в цементирующей массе. Создается впечатление, что первоначальные кливажные поверхности зародились именно на контактах зерен с глинистой массой и лишь потом распространились "вглубь" этой массы.

Приведенные описания И.В. Кирилловой и Н.Б. Лебедевой, по мнению автора, прекрасно иллюстрируют, во-первых, зависимость совершенства кливажа от состава горных пород и, во-вторых, роль водных растворов в процессе формирования кливажных поверхностей. Кливаж "избегает" кремнистый и карбонатный цемент в песчаниках, "предпочитая" цемент глинистый. В мраморах кливаж не возникает.

Кливажные поверхности, по данным Н.Б. Лебедевой, наиболее четко проявлены на границах песчаных зерен, затухая в цементе. Эти зерна в глинистом цементе несомненно обладают меньшими проницаемостью и пористостью по сравнению с цементом. Водные растворы, встретившие на своем пути непроницаемое зерно, обтекают его. Каждое песчаное зерно уменьшает сечение потока движущихся водных растворов, которые, концентрируясь на границах зерен и облегающего их цемента, способствуют минералообразованию. Последнее проявляется в виде ориентированных кливажных поверхностей.

Е.И. Паталаха [13] также отмечает зависимость совершенства кливажа от минерального состава пород: "В геологической литературе накопилось большое количество описанных случаев, когда в одних и тех же складках (самых различных размеров) совместно деформированные слои имеют совершенно различное внутреннее строение: породы более жестких и вязких слоев массивны, тогда как менее вязких — рассланцованы (И.В. Кириллова, Л. Ситтер, В.И. Громин и др.)... Такие случаи, в частности, сплошь и рядом можно констатировать в известных нам Успенской и других зонах смятия, а именно — в тех участках, где имеются переслаивающиеся породы, существенно варьирующие по своим свойствам. В качестве примера показаны мелкие складки, состоящие из чередующихся карбонато-кремнистых и карбонато-гематитовых слоев. Если первые, более жесткие и вязкие, лишены кливажа, мощность их в разных частях складки повсюду почти одинакова, то вторые, менее вязкие, резко рассланцованы, причем слои на крыльях складок пережатые, а в замках утолщены. Кливаж сечет слоистость, будучи параллелен осевой плоскости складок. При микроскопическом изучении убеждаешься, что более вязкие карбонато-кремнистые породы не несут никаких признаков деформации, а менее вязкие карбонато-гематитовые

породы испещрены тончайшими кливажными плоскостями скольжения одного направления, подчеркнутыми расположением чешуек гематита”.

И в этом описании наблюдается примерно та же закономерность, ранее отмеченная И.В. Кирилловской и Н.Б. Лебедевой, — кварцевые и карбонатные породы инертны к процессу кливажирования, гематитсодержащие легко подвергнутся этому процессу.

Помимо закономерностей, связанных с минеральным составом пород, очень важно отмеченное Е.И. Паталахой перемещение материала кливажированных пород по направлению к замкам складок. Это свидетельствует о том, что поверхности кливажа являются поверхностями скольжения, способствующими дифференциальному течению породы.

Е.И. Паталаха [13] ввел понятие о микролитоне — элементарной ячейке кливажированных горных пород, ограниченной ближайшими поверхностями кливажа. Им описаны размеры и форма микролитонов в горных породах различного состава: “Кливажные плоскости скольжения всегда покрыты тонкой (от долей мм до 1–3 мм) корочкой наиболее пластичных глинистых, слюдистых минералов, хлорита, битумов, углистого вещества и т.п., заимствованных из окружающих пород.

Внутри микролитонов наблюдается поразительное однообразие зерен по размеру, форме и ориентировке. Следы дробления и грануляции их отсутствуют. Никаких элементов зональности в поперечном сечении микролитонов не устанавливается, хотя разграничивающие их кливажные плоскости скольжения, как правило, несут признаки растаскивания (микробудинирования) тончайших налетов глинистых минералов, царапины и борозды скольжения. Зернистая ткань микролитонов нередко срезается кливажными плоскостями скольжения. Следовательно, уже до возникновения микролитонов породы претерпели существенное течение с уплощением зерен в плоскости максимального сжатия, а кливажные плоскости скольжения лишь унаследовали и усилили эту анизотропию...

В глинистых сланцах микролитоны тончайшие (доли миллиметров), в алевролитах — несколько толще, в песчаниках — до нескольких миллиметров, причем толщина микролитонов здесь зачастую пропорциональна крупности зерен. В мономинеральных (чистых) карбонатных породах (известняках, доломитах), в кварцитах, гранитах, попадающих в одну и ту же зону динамометаморфизма, как правило, не наблюдается кливажных плоскостей скольжения и, следовательно, микролитонов, хотя ориентировка зерен по форме зачастую выражена отчетливо. Однако как только известняки и доломиты приобретают примесь глинистого материала, а полевые шпаты в гранитах оказываются разложившимися (серицитизированными и т.п.), в породах возникают кливажные плоскости скольжения (и микролитоны), причем покрывающие плоскости корочки, в сущности, состоят из этих пластичных примесей, несколько измененных, гидратизированных, заметно перекристаллизованных, местами

превращенных в крупночешуйчатый серицит, хлорит, аллофан и т.п. Прочные обломки песчаников, галька конгломератов огибаются кливажем, менее прочные, имеющие тот же литолого-петрографический состав, что и окружающий цемент, рассланцовываются совместно с ним, а самые пластичные, деформация которых опережает деформацию цемента, резко утончаются, превращаясь в тончайшие листочки, хорошо различимые только в плоскости кливажа (пятна, тени и т.д.)”.

Здесь также обращено внимание на существование взаимосвязи между составом пород, густотой и протяженностью кливажных поверхностей.

5.2. СЛАНЦЕВАТОСТЬ И КЛИВАЖ

Рассмотрим наиболее характерные определения *сланцеватости*, сделанные в различное время различными авторами.

“Раскалывание пород по некоторым определенным направлениям, обусловленным ориентированным расположением минеральных зерен или плоскостей спайности некоторых минералов. Наиболее совершенная сланцеватость обуславливается минералами, кристаллизующимися в плоской или удлинённой форме (слюды, роговая обманка и т.д.)” (Ю.А. Косыгин).

“Плоско-параллельное (или линейно-параллельное) сложение, обусловленное ориентированным расположением пластинчатых или удлинённых минералов и возникающее в процессе образования и изменения породы. Сланцеватость определяет делимость породы на плоско-параллельные пластины и, следовательно, макроскопически проявляется прежде всего как своеобразная закономерная трещиноватость” (Л.И. Лукин и И.П. Кушнарв). Близкое определение приведено в Геологическом словаре 1955 г. издания и у А.С. Баркова.

“Явно выраженное пространственное расположение пластинчатых или призматических минералов” (Х. Ферберн).

Для сравнения приведем определения *кливажа* по Ч. Ван Хайзу (1) и И.В. Кирилловой (2).

1. “Кливаж горных пород вызывается расположением минеральных частиц в одном направлении по своим наибольшим диаметрам или по плоскостям наиболее легкого раскалывания или по обоим вместе”.

2. “Способность породы раскалываться на очень тонкие пластинки, направление которых предопределяется ориентировкой пластинчатых минералов в породе”.

Все приведенные определения сланцеватости, с одной стороны, и кливажа — с другой, сделанные различными исследователями, близки по содержанию. Подобная закономерность не единична, ее можно было бы продолжить другими примерами.

Схожи определения кристаллизационной и вторичной сланцеватости.

По мнению Н.В. Горлова, кристаллизационная сланцеватость — это сланцеватость в кристаллических сланцах и гнейсах, обусловленная параллельной ориентировкой пластинчатых, таблитчатых и игольчатых минералов.

Вторичная сланцеватость, по определению Неймара, — это параллельное расположение мельчайших минеральных частиц сланцев под влиянием бокового давления.

Определения кристаллизационной сланцеватости и вторичной отличаются от приведенных определений сланцеватости и кливажа лишь тем, что в них указана возможная причина закономерной ориентировки минералов. Поскольку авторов приведенных определений нельзя заподозрить в ненаблюдательности или искажении действительности, естественнее предположить, что под терминами сланцеватость, кливаж и кристаллизационная сланцеватость подразумевается одно и то же явление. Действительно, большая группа исследователей (У. Грубенман, П. Ниггли, П. Фурмарье, А.В. Пэк и др.) не делает различия между всеми вышеприведенными терминами.

Автор данной работы, подобно многим другим, считает, что все ориентированные текстуры, характеризующиеся параллельным или субпараллельным расположением новообразованных минералов, близки между собою не только структурно, но и генетически.

Как было отмечено в разделах 2.2 и 3.4. ориентированное давление — это давление жесткого тела больших размеров (плиты, блока) на менее консолидированные окружающие породы смежной плиты. При перемещении этой плиты создается ослабленная зона (деформированные контактирующие с ней породы), фиксирующая контакт двух смежных разнородных плит. Этот ослабленный контакт, субперпендикулярный к направлению давления, обычно является и вместилищем, и проводником водных растворов. По этой причине водные растворы, с одной стороны, используют проводящую структуру ослабленной зоны (разлома), а с другой — текут параллельно фронту ориентированного давления. Новообразованные минералы ориентируются субпараллельно контактовой структуре и субперпендикулярно ориентированному давлению.

Из этого следует, что даже при отклонении ориентировки некоторых минералов в соотношении с ориентировкой локальных структур на $20\text{--}30^\circ$ от общего директивного направления всей водопродвигавшей структуры (разлома) расположение новообразованных минералов — носителей сланцеватости, как правило, субперпендикулярно направлению ориентированного давления. Это позволяет утверждать, что все или почти все случаи параллельной или субпараллельной ориентировки минералов — носителей сланцеватости относятся к категории *кристаллизационной сланцеватости*. Следовательно, почти все многообразие различных видов сланцеватости является сланцеватостью кристаллизационной. Это же можно сказать и о сланцеватости, описанной в данной работе.

Некоторые исследователи (М. Неймайр и др.) ввели термин "вторичная сланцеватость", который по содержанию мало отличается от кристаллизационной сланцеватости и просто сланцеватости. По мнению автора, этот термин излишен, поскольку он соответствует кристаллизационной сланцеватости. К тому же любая сланцеватость является вторичной. В связи с этим нельзя не согласиться с А.В. Долицким и др., что "первичная сланцеватость" — неправильное название слоистости.

К настоящему времени представления о кливаже и сланцеватости могут быть изложены следующим образом.

Ряд исследователей многие виды параллельной и субпараллельной делимости относят к сланцеватости, считая ее кристаллизационной, другая часть исследователей (Ч. Ван Хайз, В.А. Обручев, А.С. Барков, Е.А. Кузнецов, Н.И. Буялов, М. Биллингс и др.) сходные виды делимости называют кливажем, приписывая некоторым из них механическое происхождение.

Х. Ферберн, А.С. Барков, Н.И. Буялов и другие выделяют и кливаж, и сланцеватость, но делают это с разных позиций. Одни исследователи (У. Грубенман, П. Ниггли, М. Биллингс, П. Фурмарье, А.В. Пэк, М.А. Гончаров, Е.И. Паталаха, Г.С. Гусев и др.) не делают или почти не делают различий между этими видами делимости, хотя и приписывают им (каждый в отдельности) различное происхождение, а другие (А. Бонней, П. Усов, В.Е. Хаин, А.Е. Михайлов, В.В. Эз и др.) под термином "сланцеватость" понимают кристаллизационную сланцеватость, приписывая кливажу в основном механическое происхождение.

Часть исследователей (Р. и Б. Виллисы, Х. Ферберн, И.В. Кириллова, М.А. Гончаров и др.) под кливажем понимают кристаллизационную сланцеватость.

Л.И. Лукин, И.П. Кушнарев, Ю.А. Косыгин, Н.Е. Галдин и другие считают термин "кливаж" излишним, а Х. Ферберн, Я.Н. Белевцев, Г.В. Тохтуев, А.Е. Михайлов, Г.Д. Ажгирей и другие — необходимым.

Одни исследователи связывают кливаж с процессом складкообразования (вообще), в то время как другие (М.М. Тетяев, В.В. Белоусов, Г.Д. Ажгирей, Н.В. Горлов, Н.И. Николаев и др.) рассматривают его только с точки зрения приуроченности к определенным частям складчатой структуры. Представления автора о взаимоотношениях кливажа и сланцеватости наиболее близки точке зрения В.В. Белоусова, изложенной им в 1971 г. в "Структурной геологии": "Мы придерживаемся другого толкования различий между кливажем и сланцеватостью. И первый, и вторая образуются в процессе ориентированной перекристаллизации. Последняя представляет собой одно из проявлений регионального метаморфизма. При перекристаллизации происходит рост кристаллов. Конечный размер последних в некоторой мере отвечает степени метаморфизма. Исходя из этого кливажем мы называем проявления плоскопараллельной текстуры в тех случаях, когда перекристаллизация привела к обра-

зованию кристаллов размером не более 1 мм. Если же образовались кристаллы размером более 1 мм, то такую текстуру целесообразно называть сланцеватостью. Она, следовательно, всегда будет кристаллизационной сланцеватостью. Кливаж в глинистых сланцах отвечает в этом понимании самой начальной стадии регионального метаморфизма (стадии филлитов). Кристаллизационная сланцеватость отвечает более высокой стадии регионального метаморфизма (стадии зеленых сланцев).

Если региональный метаморфизм продвинется еще дальше — до амфиболитовой стадии, то наряду с дальнейшим ростом кристаллов начнется метаморфическая дифференциация, в результате которой светлые и темные минералы будут группироваться в полосы и создастся так называемая полосчатая, или гнейсовая, текстура. Следовательно, все перечисленные текстуры: кливаж, сланцеватость, полосчатость — родственны между собой и переходят друг в друга, подчиняясь степени метаморфизма пород, в которых они проявляются”.

К сказанному В.В. Белоусовым следует добавить, во-первых, что степень метаморфической дифференциации (метасоматическая полосчатость) не всегда зависит от ступени регионального метаморфизма и, во-вторых, что наряду с термодинамическими условиями совершенство кливажа (сланцеватости) в наименьшей степени зависит от минерального состава пород.

Если сравнить все признаки кливажа и сланцеватости и условия их образования, то можно увидеть, что основная масса этих признаков оказывается общей. И для кливажа, и для сланцеватости характерно следующее.

1. Постоянное присутствие ориентированных минералов — носителей сланцеватости.

2. Зависимость от минерального состава пород: а) наиболее четкое и совершенное проявление обоих видов делимости в глинистых и других породах соответствующего состава — слюдистых сланцах и слюдистых гнейсах; б) почти полное отсутствие отмеченных видов делимости и существенно кварцевых и карбонатных породах — чистых кварцитах, кремнистых сланцах, мраморах, чистых известняках.

3. Признаки течения в случае хорошего развития.

4. Очень частая приуроченность к границам разнородных сред с различными механическими свойствами (в первую очередь с различной проницаемостью) и минеральным составом (различной способностью к *рассланцеванию*).

5. Очень частый переход по простиранию поверхностей сланцеватости в поверхности кливажа.

Поскольку кливаж и сланцеватость — близкие по морфологии и происхождению текстуры, часто переходящие друг в друга, целесообразно оставить за кливажем как несовершенной формой проявления сланцеватости определенное место в ряду ориентированных текстур.

5.3. МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ (МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ) ПОЛОСЧАТОСТЬ

Метаморфической полосчатостью называется полосчатая текстура метаморфических или метаморфизованных горных пород, образовавшаяся, как принято считать, в результате метаморфической дифференциации. Термин "метаморфическая дифференциация" был введен в 1918 г. Ф. Стиллвелом.

Полосчатость выражается чередованием полос различного минерального состава, структуры, протяженности и мощности. В этом смысле четко проявленная сланцеватая (сланцевато-полосчатая) текстура является частным выражением метаморфической (метасоматической) полосчатости.

Вопросами метаморфической (метасоматической) дифференциации, кроме Ф. Стиллвела, занимались многие исследователи (П. Эскола, Б. Зандер, В. Шмидт, Г. Рамберг, Н.А. Елисеев, Т. Барт, Ф. Тернер, Дж. Ферхуген, Н.Г. Судовиков и др.), но, несмотря на это, некоторые стороны этой проблемы остаются неясными. Для их уточнения необходимо прежде всего достаточно точный и четкий анализ содержания, вкладываемого в термины "метаморфизм" и "метасоматоз".

Метаморфизм и метасоматоз. Под определением "метаморфизм" понимаются [4] разнообразные эндогенные процессы (за исключением плавления), с которыми связаны те или иные изменения в структуре (текстуре), минеральном или химическом составе горных пород. Главные факторы метаморфизма — температура, давление, химический состав горных пород и заключенных в них растворов или флюидов. Существенное значение могут также иметь пористость и проницаемость. Метаморфические изменения сводятся к частичной или полной перекристаллизации пород с образованием новых структур (текстур) и нередко — новых минералов.

Введенное в свое время П. Эскола представление об изохимическом характере метаморфических процессов в ограниченных пределах может использоваться и в настоящее время, хотя в действительности любые метаморфические преобразования горных пород всегда сопровождаются теми или иными, подчас незначительными изменениями в их химическом составе.

Естественный ход метаморфических процессов обеспечивается влиянием следующих факторов: разницей температур и давлений на различных горизонтах и в разных частях геологических образований (тектонических структур, магматических тел, пластов горных пород), разницей химических составов различных минералов и величин их зерен. Принято считать, что перемещение веществ при метаморфических процессах (метаморфической дифференциации) осуществляется путем диффузии, а также фильтрации поровых метаморфогенных растворов.

Несомненное участие в метаморфических процессах весьма подвиж-

ных метаморфогенных растворов, приводящих к метасоматическим изменениям заметной части горных пород, позволило выделить аллохимический метаморфизм как переходную к метасоматозу ступень.

Метасоматоз рассматривался К. Науманном как разновидность псевдоморфизма, протекающего в условиях химического взаимодействия раствора с замещаемым минералом [4].

Д.С. Коржинский под термином "метасоматоз" предлагал понимать "всякое замещение горных пород с изменением химического состава, при котором растворение старых минералов и отложение новых происходит почти одновременно, так что в течение процесса замещаемые горные породы все время сохраняют твердое состояние... в этом случае метасоматоз может быть определен как метаморфизм с изменением химического состава". В отличие от метаморфизма, метасоматоз может протекать при любой температуре и, как правило, с участием водных растворов (хотя теоретически возможны метасоматические процессы, протекающие без участия воды).

В зависимости от характера переноса вещества метасоматоз может быть диффузионным, ионно-диффузионным и инфильтрационным. В связи с тем что он осуществляется преимущественно в результате замещения с последующим переотложением, определяющим условием при этом является "закон постоянства объемов" В. Линдгрена.

Даже те необходимые, но весьма краткие сведения, которые приведены выше, не позволяют провести резкой границы между метаморфизмом и метасоматозом. Это касается и способа переноса участвующих в процессе веществ, и характера влияния на него различных термодинамических величин. Наиболее существенное отличие — преимущественно изохимический характер в первом случае и аллохимический во втором, хотя и это отличие не является абсолютным. ("Метасоматоз может быть определен как метаморфизм с изменением химического состава". — Д.С. Коржинский).

Почти каждый метаморфический процесс сопровождается перекристаллизацией, во время которой на месте одних минеральных ассоциаций возникают другие; причем хотя возникшая при перекристаллизации метаморфическая порода и сохраняет исходный валовый химический состав, отдельные новообразованные минералы могут довольно сильно отличаться по составу от минералов исходной породы. При этом рассеянные в породе элементы могут собираться и давать заметные концентрации, а близрасположенные минералы в результате обменных или других реакций способны обеспечить появление новых минеральных видов. Понятно, что в безводной или обедненной водой минеральной системе, где обменные реакции обеспечиваются либо с помощью диффузии, либо при участии поровых растворов, метаморфические преобразования протекают медленнее, чем в системе, насыщенной водой, где обменные реакции протекают главным образом при фильтрации минерализованных

водных растворов. Так или иначе, метаморфическое преобразование протекает в результате обменных реакций между минералами исходной породы. Эти реакции, если говорить лишь о качественной стороне явления, по существу ничем не отличаются от обменных реакций, обеспечивающих метасоматический процесс в обычном понимании этого слова.

Таким образом, метаморфический процесс есть тот же процесс метасоматоза, но протекающий на элементарном уровне (уровне минеральных зерен) в ограниченном пространстве. Мы привыкли называть процессы преобразования горных пород метасоматическими, когда они существенно меняют химический состав исходных пород и протекают без изменения объема. Следовательно, можно сказать, что метасоматоз отличается от метаморфизма главным образом масштабом и глубиной обменных реакций.

Масштаб (распространенность) обменных реакций определяется объемом охватываемых метасоматозом горных пород. Внешним показателем степени и масштаба метасоматических явлений может служить степень рассланцевания пород. Большая протяженность поверхностей или зон рассланцевания (измеряемая часто сотнями метров) показывает, на какое в конечном итоге значительное расстояние могли перемещаться метаморфогенные растворы.

Под глубиной (интенсивностью) проявления метасоматоза можно понимать степень приближения горной породы к наиболее простому в данной физико-химической обстановке минеральному составу (Д.С. Коржинский).

Метаморфическая и метасоматическая дифференциация. Хотя термин "метаморфическая дифференциация" и его содержание в 1918 г. были предложены и определены Ф. Стиллвелом, П. Эскола в 1932 г., независимо от него расширил это понятие, выделив процессы внутренней и внешней метаморфической дифференциации.

Под внутренней метаморфической дифференциацией П. Эскола подразумевал процессы перемещения веществ внутри метаморфизируемых горных пород на незначительные расстояния, а под внешней метаморфической дифференциацией — процессы перемещения веществ на значительные расстояния. Такое разделение метаморфической дифференциации поддерживалось Н.Г. Судовиковым, близки к нему представления Н.А. Елисеева [4].

П. Эскола, рассмотрев химические принципы "внутренней" метаморфической дифференциации, выделил три более или менее независимых принципа: 1) образование конкреций, в основе которой лежит миграция вещества, вызванная различием в поверхностном натяжении и энергии возникновения кристаллических решеток; 2) растворение, обусловленное миграцией веществ по причине местной неустойчивости минеральных агрегатов и отдельных минералов при данных температуре

и давлении: 3) обогащение наиболее устойчивыми компонентами, обусловленное миграцией веществ при их местном осаждении.

По мнению Г. Барта и других исследователей, метаморфическая дифференциация проявляется в образовании конкреций и образовании секретий. Под конкрециями следует также понимать, помимо характерных стяжений в осадочных или слабо метаморфизованных горных породах, развитие порфиробластов, гломеробластов, пятнистой и узловатой структуры в роговиках. Причины роста конкреций – повышенная концентрация в межзерновых растворах кристаллизующегося компонента, его сила кристаллизационного роста, определенные физико-химические условия, обеспечивающие выпадение компонентов из раствора, более крупные размеры по сравнению с вмещающей основной тканью кристаллизующихся зерен и т.д. К метаморфической дифференциации, по-видимому, следует отнести явления, связанные с растворением и переотложением веществ при перемещении поровых (межзерновых) растворов. Многие исследователи (Е.А. Кузнецов и др.) относят к метаморфической дифференциации растворение и переотложение минералов при формировании полосчатости.

Под образованием секретий подразумевается заполнение в условиях метаморфизма различных полостей минеральными агрегатами. Как известно, в условиях повышенных давлений любая полость в зависимости от ее размеров и величины окружающего давления заполняется твердым, жидким или газообразным веществом. Происходит это в результате компенсации возникшего на месте полости вакуума. Чаще всего образовавшиеся полости являются путями движения минерализованных растворов. В результате снижения флюидного давления растворенные при повышенных давлениях компоненты выпадают из раствора, формируя тело секретии. Образование секретий может происходить не только путем простого заполнения полостей, но и в процессе попутного более или менее активного замещения стенок этих полостей. По-видимому, подобным путем возникают и метаморфическая полосчатость, и ее наиболее частое проявление – сланцеватость. Как уже было отмечено, значительная часть исследователей такую полосчатость называет метаморфической, хотя и по характеру переноса вещества (фильтрация), и по широкому проявлению замещения она ближе стоит к текстурам *метасоматическим*.

Несмотря на большое количество различных представлений о сущности механизмов метаморфической (метасоматической) дифференциации, следует отметить, что основным и повсеместным ее проявлением служит сам процесс развития сланцеватости.

Осадочные горные породы, химический состав которых близок или соответствует составу минералов – показателей массивности (преимущественно существенно карбонатные и существенно кварцевые породы различного происхождения), в течение всего периода динамотермаль-

ного метаморфизма испытывают только механическое упрочение как за счет потери пористости, так и за счет увеличения сцепления между минеральными зернами. При этом процесс упрочения горных пород, сложенных минералами — показателями массивности, происходит значительно быстрее процесса упрочения горных пород, сложенных минералами — носителями сланцеватости.

Рассланцевание магматических горных пород и их дифференциация по механическим свойствам протекают отлично от подобных процессов в породах осадочных. Это происходит по следующим причинам:

а) рассланцевание осадочных горных пород — процесс преимущественно прогрессивный (с наложением высокотемпературных минералов на низкотемпературные), в то время как рассланцевание магматических горных пород — процесс в основном регрессивный, что приводит обычно не к повышению, а к понижению прочности ($\sigma_{сж}$) пород магматических;

б) магматические горные породы, несмотря на существующие различия в их химическом составе, все же не могут иметь столь контрастный состав, которым обладают очень часто породы осадочные (известняки — глинистые сланцы, кварциты — гематитовые сланцы и т.д.). Контрастность состава магматических пород может быть приобретена лишь после глубоких метасоматических изменений.

Приведенный материал показывает, что наиболее интенсивная дифференциация по механическим свойствам может происходить либо в контрастной по химическому составу слоистой осадочной толще, либо в метаморфической (метасоматической) толще с ярко выраженной метасоматической полосчатостью.

Данные [16] показывают*, что $\sigma_{сж}$ песчаников (7–9 МПа) и известняков (5 — 7 МПа) в результате динамотермального метаморфизма повышается до 3535 МПа у кварцитов и до 20–30 МПа у мраморов, т.е. увеличивается по меньшей мере в 4–5 раз. Что же касается горных пород, химический состав которых может обеспечить рост минералов — носителей сланцеватости, их прочность ($\sigma_{сж}$) при динамотермальном метаморфизме увеличивается только с 2,5–3,5 МПа у аргиллитов до 5–10 МПа у слюдистых сланцев, т.е. возрастает в 2–3 раза. При сравнении $\sigma_{сж}$ уже метаморфизованных пород (сланцев, мраморов и кварцитов) обнаруживается разница в механической прочности между первыми и последними по меньшей мере в 3 раза. Но поскольку сланцеватые горные породы более пористы, чем массивные, при водонасыщении их $\sigma_{сж}$ уменьшается в несколько раз. Таким образом, $\sigma_{сж}$ кварцитов и песчаников в условиях водонасыщения метаморфических толщ может превосходить $\sigma_{сж}$ слюдистых сланцев примерно в 10 раз.

*Приведенные в данной работе определения $\sigma_{сж}$ произведены поперек сланцеватости (слоистости) по способу "3" [16] путем раздавливания образцов правильной геометрической формы (кубики, призмы, цилиндры).

Как видим, при динамотермальном метаморфизме незначительная разница в механических свойствах исходных осадочных пород в процессе рассланцевания и приобретения некоторыми из них значительной анизотропии становится существенной и приводит к дифференциации по механическим свойствам, что в свое время было отмечено П. Эскола и др.

Для некоторых наиболее распространенных групп горных пород приведены следующие величины $\sigma_{сж}$, МПа:

Аргиллиты	1—12	Базальты	3—39
Глинистые сланцы	0,8—6	Амфиболиты	0,5—20
Известняки	0,7—32	Мраморы	7,5—37
Песчаники	3—36	Кварциты	7—36
Слюдяные сланцы	9—23	Граниты	0,7—34
Долериты, диабазы, габбро	3—35	Гнейсы	5—30

Согласно данным Л.Д. Белого [3] и других авторов [16], сухие кристаллические сланцы могут выдерживать давление в 120—160 МПа, а водонасыщенные — только 36—48 МПа, т.е. при водонасыщении прочность пород ($\sigma_{сж}$) может уменьшиться в несколько раз.

Таким образом, можно сделать следующие выводы:

1. Наиболее распространен и всеобъемлющ среди различных видов метаморфической (метасоматической) дифференциации сам процесс рассланцевания и приобретения метасоматической полосчатости.

2. При рассланцевании в зависимости от химического состава пород происходит их дифференциация по механическим свойствам, что является одной из причин "течения".

3. В процессе рассланцевания в осадочных горных породах $\sigma_{сж}$ в общем увеличивается, а в магматических — уменьшается, что соответствует прогрессивному метаморфизму в первом случае и регрессивному — во втором.

4. Прочность сланцеватых пород на сжатие при водонасыщении уменьшается в несколько раз.

5. Разница в $\sigma_{сж}$ между породами, сложенными преимущественно минералами группы А, и породами, сложенными преимущественно минералами группы Г, в случае водонасыщения может достигать 10 раз и более.

Ранее отмечалось, что метасоматоз отличается от метаморфизма в конечном счете степенью подвижности участвующих в этих процессах растворов.

По этой причине разграничение между метаморфической и метасоматической дифференциациями, так же как между метаморфизмом и метасоматозом, является условным. Разница между ними заключается лишь в степени подвижности участвующих в процессе растворов и ком-

понентов. Но, судя по значительной протяженности поверхностей и зон сланцеватости, в применении к сланцеватым породам естественнее употребление термина "метасоматическая дифференциация".

Метасоматическая дифференциация. Процесс рассланцевания начинается с возникновения ориентированного давления и перемещения поровых растворов. Понятно, что в раствор переходят наиболее подвижные в данных физико-химических и термодинамических условиях компоненты. Это значит, что метаморфическая (метасоматическая) дифференциация будет происходить в соответствии с рядом подвижности компонентов, характерным для определенных геолого-тектонических условий. Но поскольку эти ряды зависят от состава вмещающих пород и растворов, скорости движения, величины петро- и гидростатического давления и многих других причин, возможных путей дифференциации существует большое количество.

Из изложенного видно, что поверхности или зоны сланцеватости сложены более подвижными компонентами, по сравнению с остальной частью пород в данной геологической обстановке. В интенсивно рассланцеванных, полосчатых породах метаморфических толщ, особенно при незначительной мощности полос, всегда наблюдается довольно четкая закономерность: поверхности сланцеватости сложены подвижными минералами — носителями сланцеватости, остальная часть полос выполнена инертными минералами — показателями устойчивой или неустойчивой массивности. Очень большую роль в определении характера метасоматоза и ряда подвижности, как известно играет рН раствора, зависящий соответственно в значительной степени от состава вмещающих пород. Щелочная среда, например, способствует переходу в раствор большинства силикатов, а кислая — карбонатов.

Замечено, что образованию наиболее тонкой и протяженной полосчатости способствует длительная и глубокая переработка вмещающих пород метаморфогенными растворами.

Очень часто метаморфическая полосчатость принимается за первичную слоистость. Для того чтобы показать, насколько трудно подчас отличить метаморфическую полосчатость от слоистости, автор приводит пример одного из участков Иртышской зоны смятия.

В пределах Березовско-Белоусовского рудного района полосчатые зеленые сланцы имеют большое распространение. Они слагают полосу крайне непостоянной ширины, достигающей местами 200 м, и до недавнего времени объединялись под названием "белоусовской свиты". Расширения белоусовской свиты приурочены к местам сочленения двух или трех геологически протяженных разломов (рис. 23). В северо-западном направлении ее ширина постепенно увеличивается.

Наиболее характерными чертами белоусовских и подобных им сланцев являются *сланцевато-полосчатая текстура*, почти всегда встречающаяся *плойчатость* (рис. 24), *бластомилонитовая* (под микроскопом)

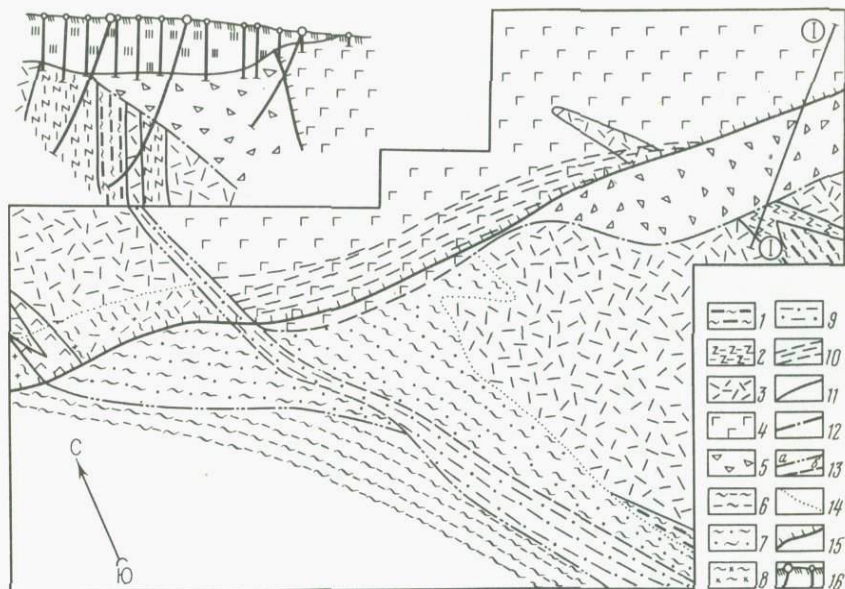


Рис. 23. Схематическая петрографическая карта участка сочленения широтного надвига с разломом, отделяющим краевую Северо-Восточную подзону от осевой подзоны Иртышской зоны смятия (северо-западный фланг Березовского месторождения).

1 — углисто-серицито-кварцевые сланцы; 2 — породы основного состава; 3 — порфирииды; 4 — окварцованные диабазы, габбро-диабазы; 5 — тектонические брекчии и катаклазиты преимущественно окварцованных диабазов; 6 — эпидото-карбонато-кварцевые полосчатые сланцы; 7 — кварцево-альбито-хлорито-карбонатные полосчатые метасоматические сланцы; 8 — карбонатизация и хлоритизация; 9 — кварцево-карбонато-хлорито-серицитовые метасоматические сланцы; 10 — зоны катаклаза; 11 — интрузивные контакты, установленные; 12 — тектонические нарушения; 13 — границы зон повышенного рассланцевания (а — прослеженные, б — предполагаемые); 14 — контур метасоматического замещения; 15 — надвиги; 16 — почвенный слой, рыхлые отложения и скважины. Масштаб профиля в два раза больше масштаба карты

структура (рис. 25) и обязательное присутствие значительных количеств хлорита и карбоната.

Во многих разновидностях сланцев встречены реликты порфириной структуры в виде неправильных зерен кварца и плагиоклаза, размером до 0,5 мм в поперечнике. Количество реликтов вкрапленников, если они и присутствуют, не превышает 5% от общего объема породы.

Белоусовские сланцы отличаются большим количеством разновидностей, но наиболее распространенными являются кварцево-альбито-хлорито-карбонатные, альбито-хлорито-карбонатные и кварцево-

Рис. 24. Полосчатый, плейчатый альбито-хлорито-карбонатный сланец бывшей белоусовской свиты. 2/3 нат. вел.

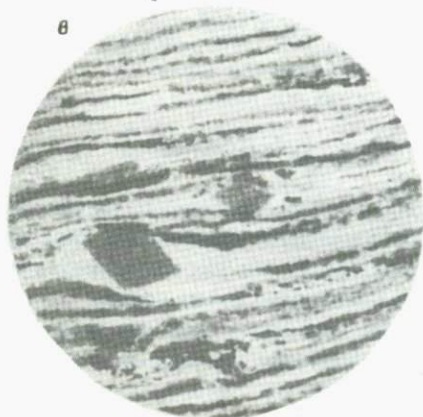
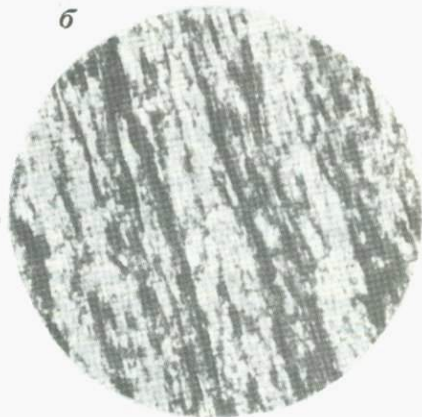
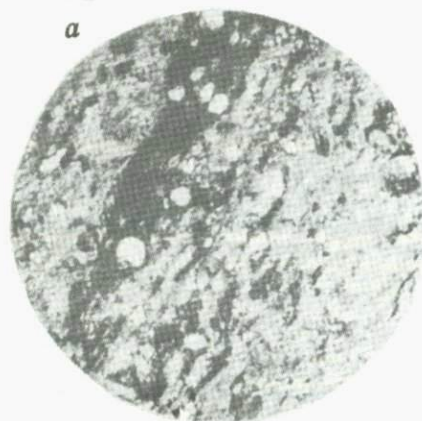


Рис. 25. Полосчатые текстуры метасоматических сланцев района Березовского месторождения
а — альбито-хлорито-карбонатный сланец бывшей белоусовской свиты. Увел. 20. Ник.+; *б* — то же. Увел. 10. Ник.+; *в* — углисто-карбонатный сланец. Березовское месторождение. Увел. 15. Ник.+

карбонатно-хлорито-серицитовые сланцы (III–IV кл.), более точный минеральный состав которых приведен в табл. 4.

Контакты белоусовской свиты с соседними пачками пересечены большим количеством скважин и изучены автором в обнажениях. Как в керне скважин, так и в обнажениях видно, что различные породы (углисто-серицито-кварцевые сланцы, порфириоиды и порфиритоиды) с приближением к белоусовской полосе на коротких расстояниях, но сравнительно постепенно приобретают высокую степень рассланцевания, обогащаются хлоритом и карбонатами. Содержание хлорита, серицита, карбоната увеличивается пропорционально возрастанию степени рассланцевания.

Наряду с общими чертами, характерными для белоусовской полосы в целом, на различных отрезках зоны смятия сланцы заметно отличаются по минеральному составу и структуре. Там, где сланцы приходят в соприкосновение с порфириоидами, они содержат повышенные количества кварца и реликты порфириновой структуры. На участках распространения углисто-серицито-кварцевых разновидностей белоусовские сланцы имеют равномернозернистую лепидогранобластовую структуру и заметные количества углистого материала. На контактах с порфиритоидами они отличаются хлорито-карбонато-альбитовым составом и часто содержат реликты порфириновых выделений плагиоклаза.

Сравнение химических составов порфириоидов, сланцев белоусовской свиты и пород основного состава, пересчитанных по методу Т. Барта, показывает, что сланцы по составу являются промежуточными между порфириоидами и порфиритоидами. Процесс возникновения белоусовских сланцев предположительно за счет преобразования различных пород, в первую очередь порфиритоидов и порфириоидов, показывает следующее.

1. *Кальций, магний и железо* выносились из основных пород и привносились в кислые.

2. *Кремний* выносился из кислых пород и привносился в основные.

3. *Натрий* выносился из кислых пород и привносился в основные.

4. *Калий*, алюминий и титан привносились в белоусовские сланцы, при этом они выносились, по-видимому, из пород основного состава (диоритоподобные метабазиты), расположенных за пределами белоусовской полосы.

Сравнение составов трех групп пород свидетельствует в первую очередь о том, что наиболее характерным процессом образования белоусовских сланцев был процесс *уравнивания составов* пород, захваченных зоной повышенного рассланцевания, хотя в то же самое время происходил *значительный привнос калия* и, возможно, алюминия и титана. Как было показано выше, значительные количества калия выносились из основных пород при их преобразовании в диоритоподобные разности.

Высокое содержание карбоната в белоусовской полосе, по-видимо-

Минеральный состав полосчатых сланцев бывшей белоусовской свиты (%)

Составные элементы	Разновидности			
	кварцево-альбито-хлорито-карбонатные сланцы	альбито-хлорито-карбонатные сланцы	альбито-карбонатно-кварцево-хлоритовые сланцы, углистые	кварцево-хлорито-карбонатно-серицитовые сланцы
Главные минералы	Карбонат 20–30, хлорит 15–35, альбит 20–30, кварц 15–25	Карбонат 25–35, альбит около 30, хлорит до 30, серицит до 20, кварц до 10	Хлорит 25–35, кварц 25–30, карбонат 15–25, альбит 15–20	Серицит 50–80, карбонат 15–25, хлорит до 10, кварц 5–10
Второстепенные минералы	Серицит 0–5, магнетит (титано-магнетит), пирит, турмалин, рутил, циркон, апатит, сфен – всех вместе до 5	Магнетит до 5, биотит до 5, рутил, эпидот, биотит, фуксит (?) – всех вместе до 5	Углистое вещество, пирротин, пирит, рутил, циркон, апатит, турмалин, биотит – всех вместе около 5	Альбит до 5, пирит, магнетит – обоих до 5, гематит, рутил, турмалин, циркон – всех вместе около 1
Исходные породы	Породы основного состава	Кислые порфиновые породы	Углисто-серицито-кварцевые сланцы	Породы различного состава

му, является результатом воздействия на кальцийсодержащие породы углекислых растворов (одного из обычных агентов зон лиственитизации).

Некоторыми исследователями (А.И. Левенко, П.Ф. Иванкин и др.) установлено, что рудноалтайские свиты подходят к Иртышской зоне смятия и в отдельных пунктах прослеживаются в ней (с. Пашково). На первый взгляд может показаться, что эти свиты действительно участвуют в строении Иртышской зоны смятия. Это было бы так, если бы они сохраняли в ней свои петрографические особенности. На самом же деле рудноалтайские свиты ни по минеральному составу, ни по структуре и текстуре (за исключением редких реликтовых линз и зерен) не имеют ничего общего с серо-зелеными сланцами, распространенными в зоне смятия.

Таким образом, наличие переходов между вмещающими зелеными сланцы породами и самими сланцами лишь иллюстрирует процесс перехода осадочных пород Рудно-Алтайской структурно-формационной зоны в метаморфические породы, обладающие новыми минералого-петрографическими особенностями и другим простираем.

Породы, близкие или аналогичные белоусовским сланцам, были встречены в пределах рудных зон Новоберезовского, Иртышского и Красноярского месторождений. Кроме того, подобные породы слагают полосу шириной в несколько десятков метров на контакте интрузивных диабазов и сланцеватых лорфиров, в 1,5 км севернее Березовского месторождения.

То, что образование таких пород вблизи месторождений несомненно связано тектонической и гидротермальной деятельностью, ни у кого не вызывает сомнений, и сланцы не относят ни к одной из стратиграфических единиц лишь из-за сравнительно небольшого объема пород, хотя по петрографическим особенностям они почти ничем от белоусовских сланцев не отличаются.

Полосчатость и сланцеватость белоусовских сланцев часто рассматриваются как унаследованная слоистость. Конечно, можно было бы считать, что их полосчатость является унаследованной слоистостью, если бы не существовало полосчатости аналогичного направления в породах интрузивного происхождения (диабазы, кварцевые порфиры и пр.). Но поскольку полосчатость, параллельная или субпараллельная простираению зоны смятия, имеет место во всех без исключения породах и, по-видимому, является отражением общего структурного плана Иртышской зоны смятия в целом, вероятно, она в белоусовских сланцах метаморфическая.

Баланс компонентов, приведенный для диоритоподобных метабазитов, показывает, что возможность метасоматического изменения больших объемов горных пород в зоне смятия является установленной. Тем более значительными по протяжению и глубокими по степени мета-

соматических изменений могли быть гидротермальные процессы в зонах разломов (зонах повышенного рассланцевания), которые служат дренирующими структурами в местах проявления гидротермальной деятельности. Геологический же материал показывает, что белоусовские сланцы приурочены только к зонам разломов (см. рис. 6 и 23).

На основании результатов геологических исследований можно прийти к выводу, что *плотчатость, имеющая широкое распространение в белоусовской свите, является одной из характерных особенностей скрытых разломов — зон повышенного рассланцевания и гидротермального изменения.* Это одно из подтверждений того, что данная свита является зоной повышенного рассланцевания и гидротермального изменения.

На геологической карте расширения белоусовской свиты в районе нескольких месторождений и у северо-западного выклинивания массива окварцованных диабазов ограничены "древними" надвигами. Это свидетельствует о том, что местные геологи не отрицают признаков надвигания белоусовских сланцев на вмещающие породы. Причем надвигание, по-видимому, происходило вкрест простирания свиты, в диаметрально противоположных направлениях. Поскольку она срезает контакты различных по составу и происхождению пачек пород, нужно говорить не о "древнем" надвиге, а о длительном надвигании пород свиты в результате их *выдавливания* из зоны разлома. Следовательно это еще один признак в пользу того, что белоусовская свита является продуктом тектонического и гидротермального развития скрытого разлома, результатом выдавливания более пластичных сланцеватых пород и надвигания их на более жесткие, устойчивые вмещающие толщи.

Характерно поведение полосы белоусовских сланцев в 2,5 км северо-западнее Березовского месторождения (см. рис. 23). Здесь выступ полосы рассматриваемых пород, следуя направлению глубинного разлома, подтвержденного геофизическими работами, пересекает уже сформированный и рассланцованный комплекс. В толще сланцев разлом не прослеживается. Это, видимо, говорит о том, что разлом "залечен" в процессе их образования.

Результаты произведенных автором исследований, касающихся геологического положения, состава и происхождения зеленых сланцев белоусовской и других близких ей свит на территории Березовско-Белоусовского рудного района, могут быть сведены к следующим пунктам.

1. Иртышская зона смятия и совпадающие с ней по простиранию полосы зеленых сланцев занимают секущее положение по отношению к рудноалтайским свитам. И хотя эти сланцы (в северо-западной части рудного района), судя по встречающимся в их составе реликтам, образовались за счет пород Рудно-Алтайской структурно-формационной зоны, ни одна из рудноалтайских свит по петрографическим особенностям

пород, входящих в их состав, не соответствует ни белоусовской, ни близким к ней свитам.

2. В центральной и северо-западной частях рудного района белоусовская свита, с одной стороны, пересекает контакты различных по составу пачек пород и, с другой стороны, имеет более или менее постепенные переходы к этим породам (углисто-серицито-кварцевым сланцам, сланцеватым порфирам и порфиритам).

3. Полосчатость зеленых сланцев и связанная с ней сланцеватость, совпадающие с общим простираем Иртышской зоны смятия, не совпадают с простираем рудноалтайских свит и, по-видимому, имеют метаморфическое происхождение.

4. Наличие сплоятости в белоусовских и других аналогичных сланцах свидетельствует об их принадлежности к скрытым разломам.

5. Площади выходов белоусовской свиты, приуроченные к контакту между Осевой и краевыми подзонами Иртышской зоны смятия, отличаются крайним непостоянством как по протяженности, так и по форме. При этом наблюдается четкая взаимосвязь расширений белоусовской свиты с пересечениями разломов, что легко объясняется участием в формировании зеленых сланцев метаморфогенных растворов, циркулирующих вдоль разломов.

6. Сланцы, близкие или аналогичные белоусовским, несомненно метаморфического происхождения, встречены в рудных зонах Новоберезовского, Красноярского и Иртышского месторождений, находящиеся вне полосы зеленых сланцев, но также в зонах разломов.

7. Признаки надвигания белоусовских зеленых сланцев на вмещающие толщи — секущие взаимоотношения с ними также признак метаморфического происхождения зеленых сланцев белоусовской и других аналогичных свит.

8. Выделяемые в пределах площади распространения зеленых сланцев различные стратиграфические единицы следует считать и называть не свитами, а зонами (полосами) метаморфизма (метасоматоза).

9. В процессе метаморфического изменения пород, вмещающих зеленые сланцы, происходили их рассланцевание и милонитизация; при метасоматическом изменении вмещающих пород происходили уравнивание их составов и дополнительный привнос (вынесенных из основных пород) алюминия, титана и по-видимому, калия.

Выводы. Приведенные в разделе данные свидетельствуют о следующем.

1. Так называемая метаморфическая полосчатость образуется в процессе метасоматического изменения исходных пород.

2. Минералы — носители сланцеватости (главным образом листовые силикаты) как петрохимически наиболее подвижные слагают самые совершенные и протяженные полосы (пластины).

3. Образующиеся в результате метасоматической дифференциации

полосчатые породы очень часто плохо отличаются от тонкослоистых осадочных пород, и только тщательный геолого-петрографический анализ состава и условий залегания может дать правильный ответ.

5.4. БУДИНАЖ

Термин "будинаж" был введен Максом Лоэстом в 1909 г. По его определению, будинаж — это структура горных пород, образованная перемежаемостью компетентных и некомпетентных слоев. Компетентные слои дробятся, а их обломки отделяются друг от друга. Возникающие при этом промежутки между обломками выполняются некомпетентным материалом или вновь образованными минералами.

Вместо термина "будинаж" некоторые исследователи употребляют термин "разлинзование" (Е. Хиллс).

Г.В. Тохтуев по форме поперечного сечения различает округлые, угловатые и неправильные будины и их группы. В.И. Громин по этим же признакам выделяет четыре группы. Кроме того по морфологическим признакам он выделяет элементарный и сложный будинаж. Сложные будины встречаются редко: они всегда оказываются линзовидными и соединенными друг с другом относительно толстыми шейками.

Г.В. Тохтуев, обобщив известный в 70-е годы материал, подобно некоторым другим исследователям, выделил будинаж выжимания и будинаж нагнетания. Он рассматривает будинаж-структуры, образованные в различных условиях регионального метаморфизма, от высокой степени до низкой.

В.В. Белоусов путем наблюдений и экспериментальных данных разработал определенный механизм образования будинаж-структур, который он назвал разлинзованием. Он под *разлинзованием* понимает процесс утонения будинирующихся слоев (часто ритмический) перед их разделением на отдельные изолированные будины [2].

Будины в докембрийских толщах Украинского щита, по данным Г.В. Тохтуева, сложены: 1) амфиболитами и другими породами основного состава; 2) жилами пегматита, аплита и других гранитоидов; 3) кварц-полевошпатовыми послойными жилами; 4) прослоями и пачками кварцитов и мраморов; 5) кварцевыми и карбонатными жилами; 6) железистыми кварцитами.

Субстрат перечисленных будин — это, как правило, биотитовые гнейсы, содержащие до 20–25% слюдистых минералов — носителей наиболее совершенной сланцеватости (группа Г).

Но, несмотря на разнообразие сочетаний минералов и их количественных соотношений в составе будин и межбудинного материала, в конечном счете роль будин и межбудинного материала определяется ранее упомянутым *рядом сланцеватости*, который в данном случае может быть назван *рядом будинирования*; минералы, показатели устойчивой

массивности (группа А) → минералы, показатели неустойчивой массивности и возможной сланцеватости (группа Б) → минералы — носители линейно-параллельной сланцеватости (группа В) → минералы — носители плоско-параллельной сланцеватости (группа Г).

Агрегаты минералов в этом ряду могут образовывать будины в агрегатах любых минералов, расположенных правее. Это значит, например, что агрегаты минералов группы А (кварц, карбонаты и др.) могут образовывать будины в агрегатах групп Б, В и Г, а агрегаты минералов группы В (например, амфиболиты) — в агрегатах минералов только группы Г.

Поскольку горные породы, как правило, не мономинеральные образования, в каждом отдельном случае необходима поправка на минеральные примеси. Еще труднее предсказать, какую роль — будин или межбудинного материала — будут выполнять те или иные полиминеральные агрегаты. Несмотря на естественные трудности при определении возможного поведения полиминеральных агрегатов в процессе их рассланцевания, на некоторые вопросы даже при знании лишь примерного количественного состава минеральных агрегатов можно ответить заранее и достаточно точно. Никогда, например, существенно карбонатные и кварцевые агрегаты не были встречены в роли межбудинного материала; за редким исключением, не будины слюдяных гнейсов встречаются в толщах амфиболитов, а, наоборот, будины амфиболитов встречаются в толщах слюдяных гнейсов. Перечисление подобных примеров можно было бы продолжить.

Наряду с различной способностью пород к рассланцеванию, очень низкой у будин и высокой у межбудинного субстрата, на процесс разлинзования безусловно оказывало влияние часто более позднее образование жил или внедрение даек различных гранитоидов. Несомненно, что для перевода в составе даек каркасных силикатов в листовые необходимы определенное время и воздействие минерализованных растворов, которые могли проявиться, а могли и не проявиться в соответствующей термодинамической и физико-химической обстановке.

Примеров будинажа в породах низкой и средней ступеней метаморфизма довольно много, поскольку термодинамические условия средних и особенно низких ступеней метаморфизма в наибольшей степени благоприятствуют образованию минералов — носителей сланцеватости, обеспечивающих построение различных сланцев. Несмотря на обилие петрологических и морфологических типов, для описываемых явлений будинажа характерен в общем почти одинаковый состав будин — существенно кварцевый или карбонатный (рис. 26–28). Межбудинные промежутки часто заполнены различными сланцеватыми породами — глинистыми, хлоритовыми, слюдяными, серпентинитовыми, железослюдковыми и другими сланцами.

Обычно будинаж рассматривается как разрыв пластов и пласто-

Рис. 26. Сложная будинаж-структура. Кривой Рог. Рудник им. Кирова. 2-ой железистый гор. (по Г.В. Тохтуеву)

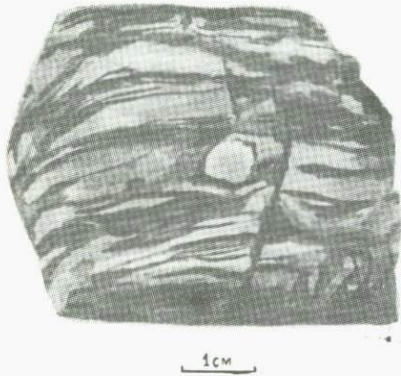


Рис. 27. Существенно кварцевые будины, возникшие в результате разлинзования в полосчатом альбито-хлорито-кварцевом сланце. Северо-западная часть Березовско-Белоусовского рудного района 2/3 нат.вел. Виден развальцованный кварцевый обломок



Рис. 28. Будинаж в порфиритоиде по диабазовому порфириту. Видно разлинзование существенно карбонатных микропластин и развальцевание карбонатизированного вкрапленника плагиоклаза. Район Березовского месторождения. Увел. 10. Ник. +

образных геологических тел, инертных к рассланцеванию, в процессе "течения" вмещающих сланцев. В литературе, как правило, фигурируют иллюстрации, показывающие породу в плоскости, перпендикулярной к ориентировке пласта, но параллельной направлению "течения". Они изображают вытянутые по направлению пласта линзы — будины. При этом надо иметь в виду, что на плоскости, перпендикулярной к плоскос-

тной ориентировке пласта и направлению течения породы, будины будут выглядеть как субпараллельные друг другу полосы, которые в пространстве будут представлять субперпендикулярные направлению течения ленты. Но лентообразная форма будин не является конечной стадией развития породы. Продолжающееся "течение", неоднородное по его скорости, приведет к разрыву неодинаковых по толщине лент. Разрывы, разумеется, будут происходить в наиболее тонких и наименее прочных местах лент. До этой стадии плоская форма обломков могла обеспечивать при "течении" породы лишь ламинарное их перемещение (без изменения ориентировки).

При продолжающемся же "течении" разрывы приведут в конце концов к расчленению прежнего пласта сначала на ленты, а затем на линзы — обломки, близкие к изометричным формам. В этом случае возникающая на двух противоположных контактах обломка пара сил начнет его вращать, придавая ему округлую форму, а ламинарное перемещение сменится вращательным. Этот процесс известен как развальцевание, сопровождающее значительную часть динамометрических процессов.

В результате описанных процессов будинажа, разрыва лент-будин и последующего развальцевания обломков образуются конгломератовидные породы, отличающиеся от нормальных конгломератов осадочного происхождения рядом следующих признаков:

- 1) обилием цемента (около 50% и более) по отношению к обломкам, которые в цементе нередко как бы плавают;
- 2) сравнительно тонкозернистой и равномернозернистой структурой цемента;
- 3) присутствием, наряду с развальцеванными (округлыми) обломками, угловатых и даже остроугольных обломков;
- 4) очень часто резкой разницей в минеральном (химическом) составе обломков и цемента.

Описанные псевдоконгломераты — довольно частое явление в зонах смятия и на месторождениях, заключенных в метаморфических толщах, где псевдоконгломераты нередко принимаются за породы осадочного происхождения.

С механизмом образования будинаж-структур тесно связана проблема "компетентности" слоев (пород).

Эта проблема возникла в структурной геологии одной из первых в 1932 г. благодаря работам Б. Виллиса. В зависимости от поведения горных пород при различных деформациях, при складкообразовании и рассланцевании, в начале он ввел понятие о "компетентных" и "некомпетентных" слоях. Первые сохраняют при складкообразовании благодаря кажущейся механической прочности первоначальную мощность, а нередко и форму (существенно карбонатные, кремнистые и кварцевые породы). Вторые обычно утрачивают первоначальную мощность, легко

изгибаются, как бы приспособляясь к первым (преимущественно глинистые породы). "Компетентные" слои, таким образом, являются своего рода скелетом складчатой структуры: через них передается давление и они полностью контролируют форму и размер складок. Б. Виллис и его последователи объясняли прочность в случае слоев "компетентных" и пластичность в случае слоев "некомпетентных" *механическими* причинами.

В свое время термины "компетентный" и "некомпетентный" были подвергнуты критике и стали заменяться другими. В.В. Белоусов [2], например, делит породы на "твердые" и "мягкие", а Е.И. Паталаха — на "жесткие" и "пластичные". Так, В.В. Белоусов пишет: "Породы разных слоев, в зависимости от их механических свойств, текут с неодинаковой скоростью и их первичная мощность на крыльях и в замках изменяется по-разному". В Геологическом словаре [4] вместо "компетентных" и "некомпетентных" пород Б. Виллиса фигурируют породы "податливые" и "неподатливые". Но, несмотря на замену менее удачных терминов более удачными, смысл, вкладываемый в каждый из них, не изменился.

На прочность пород, кроме их минерального состава, влияют многие факторы, важнейшими из которых являются структура, текстура и пористость. Поэтому среди метаморфизованных горных пород различного минерального состава почти всегда существуют представители с одинаковыми механическими свойствами. Исходя из этого не всегда можно сказать в каждом конкретном случае, что одна порода (песчаник) прочнее другой (известняка), хотя теоретически, исходя из среднеарифметического, песчаники в общем немного прочнее по отношению к сжатию, чем известняки. По этой причине породы различного минерального (химического) состава при определенном сочетании текстурно-структурных особенностей и пористости могут иметь совершенно одинаковые механические свойства. Но при деформации (рассланцевании) такие породы будут вести себя по-разному и со временем приобретут различную текстуру и различные механические свойства. Приведем пример.

Карбонатно-песчаниковая толща сминается в складки. Понятно, что при складкообразовании и сопутствующем ему рассланцеванию песчаники будут превращены в слюдистые сланцы (если это не кварцевые песчаники), а известняки останутся массивными. На крыльях складок мощность слоев уменьшится, а в замках — увеличится. Но это произойдет за счет не известняковых пластов, а сланцевых, образовавшихся по песчаникам. И песчаники станут пластичными лишь после приобретения ими сланцеватой текстуры. Точно также ведут себя в подобных условиях *любые* полевшпатовые или кварцевополевшпатовые песчаники. В любых условиях метаморфизма (исключая гранулитовую фацию) существенно карбонатные и кварцевые пласты инертны и являются материалами для будин.

Несмотря на некоторые различия точек зрения на механизм буди-

нажа, большинство исследователей считает, что будины — результат разрыва жестких (“компетентных”) слоев в процессе растягивающих усилий, возникающих при течении более пластичных (“некомпетентных”) слоев.

Нужно отметить, что будинаж в осадочных толщах, не затронутых метаморфизмом, действительно происходящий в силу механических причин, здесь не рассматривается. Обсуждаются лишь причины образования структур — будинаж в метаморфических породах. Но наиболее характерными атрибутами метаморфических пород являются метаморфические минералы в их составе, соответствующие микроструктуры и характерные метаморфические (метасоматические) полосчатость и сланцеватость.

Не затрагивая в данном разделе вышеописанный механизм формирования метасоматической полосчатости, необходимо повторить, что явления будинажа происходят либо в метаморфизованных первично-слоистых толщах, либо в метаморфических толщах с метасоматической полосчатостью, при условии значительной разницы в минеральном составе отдельных слоев или метасоматических полос (пластин).

При рассмотрении процесса будинажа большинство исследователей будины считают жесткими, прочными, а межбудинные пространства — мягкими и пластичными. С точки зрения автора, вопрос о пластичности межбудинного материала требует специального рассмотрения. Несмотря на то что в геологическом измерении межбудинный материал ведет себя как пластичный, его все же пластичным называть нельзя, поскольку нельзя сравнивать с воском, пластилином, варом и даже глиной, обычно используемых в экспериментах по моделированию рассланцевания. По первоначальному механическим свойствам материал будин мало отличается от межбудинного.

Таким образом, трудно или вообще невозможно обычными механическими свойствами пород (твердостью, устойчивостью на сжатие и растяжение и пр.) объяснять “прочность” будин и “пластичность” межбудинного материала. Решить вопрос о “прочности” и “пластичности” будин и межбудинного материала можно лишь с позиций способности различных пород к рассланцеванию. Остановимся на этом подробнее.

Многие исследователи считают, что *породы* в зависимости от их механических свойств в условиях регионального метаморфизма “текут” с неодинаковой скоростью и их первичная мощность на крыльях и в замках изменяется по-разному.

При этом подразумевается, что до действия ориентированного давления — фактора метаморфизма и главной причины рассланцевания — исходные породы были массивными и обладали очень часто близкими механическими свойствами.

Несмотря на близость механических свойств неметаморфизованных осадочных горных пород, разницу в их величине установить все же мож-

но (см. раздел 5.3). Если рассматривать $\sigma_{сж}$ больших* групп осадочных горных пород, то установится следующая закономерность. На первом месте по прочности стоят кварцевые песчаники, на последнем — аргиллиты. Известняки занимают промежуточное положение*. Отмеченной закономерности отрицать нельзя, хотя не следует ее и переоценивать. Утверждение, что поведение пород при участии ориентированного давления происходит в соответствии с указанной закономерностью в поведении механических свойств трех основных групп осадочных горных пород, не отвечает действительности. Геологические наблюдения не подтверждают факт "перетекания" аргиллитов (пород не метаморфизованных!) к замкам складок и утонение пластов аргиллитов на крылья этих складок. Активное перемещение глинистых пород к замкам складок начинается лишь после приобретения ими сланцеватости при одновременном уплотнении существенно карбонатных и кварцевых пород. Это значит, что взаимное перемещение различных по составу осадочных горных пород начнется только после механической их дифференциации, сопровождающей процесс динамотермального метаморфизма и одновременного с ним рассланцевания. Отсюда видно, что разница в механических свойствах "исходных" пород проявилась лишь после воздействия на них факторов метаморфизма. Лишь после этого одни породы остались массивными (известняки, кварцевые песчаники и пр.), а другие (аргиллиты, мергели и пр.) стали сланцеватыми и "потекли" в направлении наименьшего сопротивления, в частности, к замкам складок. Понятно, что *механические* свойства пород при динамотермальном (региональном) метаморфизме определяются в первую очередь их минеральным (химическим) составом и соответствующими ориентированными текстами.

В Геологическом словаре [4] сказано, что будинаж — разделение пластов горных пород с низкой пластичностью, даек и жил, заключенных между слоями пластичного материала, на будины — линзы и блоки, отделенные друг от друга или соединенные тонкими пережимами — шейками. Будинаж является результатом растяжения жестких слоев под действием сил трения, возникающих при раздавливании и течении под давлением пластичных слоев, облегающих жесткие.

К первой фразе приведенного определения можно отнести ранее высказанные замечания. Если в словах "будинаж — разделение пластов горных пород с низкой пластичностью..." речь идет о "пластах" исходных горных пород, то это определение по меньшей мере неточно, ведь речь идет о механических свойствах неметаморфизованных пород, а во второй фразе — о метаморфизованных, "пластичных слоях, облегающих

*По данным [16], аркозовые и кварцевые песчаники имеют $\sigma_{сж}$, равное 781, известняки 596, аргиллиты 306. Использовалось среднее из 20 определений по каждой группе.

жесткие". Поскольку будинаж является результатом, следствием метаморфизма и рассланцевания, эти необходимые условия его возникновения должны быть даны в определении. Если бы была отмечена необходимость воздействия главных факторов метаморфизма на деформируемые породы, стало бы ясно, что процесс дифференциации горных пород на "жесткие" и "пластичные" есть результат рассланцевания и зависит от *минерального (химического) состава исходных горных пород.*

Г.В. Тохтуев, подводя итог рассмотрения проблемы будинажа, писал: "Тектоническое напряжение, проявляясь при метаморфизме пород, порождает исключительно широкое развитие структур будинажа. Оно обуславливает, кроме основного фактора, дополнительное влияние других факторов метаморфизма — высокие температуры, гидростатическое давление и химическое воздействие активных компонентов. В этих условиях резко изменяются физические свойства метаморфизируемых пород, увеличивается их пластичность, уменьшается хрупкость, возрастает способность к пластическому течению; на низких и средних степенях метаморфизма сохраняется, а иногда увеличивается неоднородность толщ по физическим свойствам. В условиях ультраметаморфизма пластические свойства сближаются в связи с общим увеличением пластичности. Однако вследствие высокой подвижности всей массы пород даже незначительные различия в пластичности фиксируются при разнообразных дифференциальных движениях, что и обуславливает широкое развитие структур будинажа. Химическое воздействие активных компонентов также играет очень важную роль в формировании как будинажа в целом, так и межбудинных участков в особенности".

Сказанное не позволяет сомневаться в том, что Г.В. Тохтуев рассматривает будинаж только в связи с метаморфизмом. Далее он пишет: "на низких и средних степенях метаморфизма сохраняется, а иногда увеличивается неоднородность толщ по физическим свойствам". Но констатация того, что при метаморфизме неоднородность пород сохраняется, лишь иногда увеличиваясь, говорит о том, что Г.В. Тохтуев не придает значения усилению "неоднородности толщ по физическим свойствам" при метаморфизме, с чем нельзя согласиться. Только метаморфизм, сопровождаемый рассланцеванием, и дифференцирует породы по физическим свойствам, оставляя одни из них физически почти изотропными (не принимая во внимание ориентировку оптической индикатрисы), а другие — анизотропными, сланцеватыми. Цитируемая выше фраза сводит на нет роль метаморфизма и рассланцевания как фактора дифференциации горных пород.

Таким образом, Г.В. Тохтуев, видимо, не придавая достаточно серьезного значения метаморфизму и рассланцеванию как факторам дифференциации горных пород различного минерального состава по механическим свойствам, не отмечает существенной роли минерального и химического состава метаморфизируемых толщ при будинаже. Понимая

значение проделанной Г.В. Тохтуевым огромной работы, завершённой выходом в свет его известной книги, следует отметить, что он наиболее близко подошел к решению проблемы будинажа, но лишь недостаточно четко сформулировал отдельные положения этой проблемы.

Структуры будинажа характерны либо для слоистых метаморфизованных осадочных толщ, либо для метаморфических толщ с хорошо проявленной метасоматической *полосчатостью*. Важно то, что речь идет о чередовании прослоев, пластов или горизонтов различного минерального (химического) состава, т.е. пластов или горизонтов с резко различными способностями к рассланцеванию.

Кратким итогом может быть следующее обобщение.

Поскольку подавляющее большинство проявлений будинажа происходило и происходит в условиях различных ступеней и фаций динамотермального, в первую очередь регионального метаморфизма, оно неминуемо должно было сопровождаться рассланцеванием под действием различных факторов, в том числе ориентированного давления. Поскольку горные породы в зависимости от их минерального (химического) состава, пористости и других факторов по-разному воспринимают процесс рассланцевания, при рассланцевании происходит их физико-механическая дифференциация. Породы, сложенные минералами — показателями устойчивой массивности остаются массивными, а породы, сложенные минералами — показателями неустойчивой массивности, перекристаллизуются и приобретают сланцеватость. Сланцеватые породы при продолжающемся ориентированном давлении "текут" с нарастающей интенсивностью и силой своего трения разрывают на будины пласты горных пород, сложенных минералами — показателями устойчивой или неустойчивой массивности.

Таким образом, процесс будинажа происходит не по причине неоднородности *механических* свойств пород, а по причине их неодинакового минерального (химического) состава, который и обеспечивает различные способности пород к рассланцеванию и последующему будинажу.

В заключение автор предлагает следующее определение. *Будинаж* является результатом разрыва инертных к рассланцеванию массивных слоев под действием сил трения, возникающих на контактах со слоями сланцеватыми в процессе дифференциации толщ горных пород различного минерального (химического) состава по их механическим свойствам под действием динамотермального (регионального) метаморфизма.

Рассмотрение кливажа, сланцеватости, метасоматической полосчатости и будинажа показывает, что в условиях ориентированного давления в формировании каждой из перечисленных текстур первостепенную роль играл минеральный (химический) состав (включая воду) горных пород, подвергшихся динамотермальному (региональному) метаморфизму.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЗНАНИЯ ОСОБЕННОСТЕЙ ФОРМИРОВАНИЯ СЛАНЦЕВАТОСТИ, МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ (МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ) ПОЛОСЧАТОСТИ И БУДИНАЖА В СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ

Сланцеватость и возраст пород. Наиболее частые ошибки в полевой геологической работе происходят при определении относительного возраста немых метаморфических толщ по степени их рассланцевания. Это нередко случается при крупномасштабной съемке, когда геолог не выходит за пределы одной какой-либо толщи и поэтому не может сравнить ее по степени рассланцевания со смежными литологическими единицами. Существенно карбонатные породы даже докембрийского возраста в большинстве случаев по степени рассланцевания не выходят за границы I класса, т.е. если и имеют рассланцовку, то очень редкую и несовершенную.

Массивные существенно кварцевые породы встречаются реже, чем карбонатные, по той причине, что чистые кварцевые песчаники, являющиеся исходной породой для кварцитов, менее распространены по сравнению с чистыми известняками или доломитами, исходными породами для мраморизованных известняков и мраморов.

Таким образом, массивные или слабо сланцеватые существенно кварцевые или карбонатные породы не могут свидетельствовать об отсутствии проявлений динамотермального метаморфизма на исследованной территории. Поэтому о геологическом возрасте той или иной толщи (свиты) особенно если она сложена примерно одинаковыми породами, по степени рассланцевания без учета общей геолого-тектонической обстановки судить нельзя.

Наряду с этим существование сравнительно узкой зоны интенсивно рассланцованных пород может быть вызвано несколькими следующими причинами:

а) контактом двух различных по степени проницаемости геологических образований (например, интрузивного тела гранитоидов и толщи слюдястых сланцев);

б) тектоническим нарушением, благоприятным для прохождения гидротермальных или других растворов;

в) прослоем с высоким содержанием Al_2O_3 (например, слюдястый сланец, развившийся по аргиллиту), заключенным в существенно кварцевой или карбонатной толще;

г) мало проницаемым для растворов пластообразным телом, являющимся экраном движущихся флюидов. Например, зоны серицитизации, часто ограничивающие снизу стратиформные тела колчеданных месторождений, или зона оталькования на границе K_0 и K_1 Криворожской структуры.

Метаморфическая (метасоматическая) полосчатость. Как было видно из разд. 5.3, метасоматическая полосчатость развивается в ослабленных зонах — зонах повышенного рассланцевания и гидротермального изменения в условиях глубоких метасоматических изменений. Но очень часто она принимается за слоистость, карбонатные полосы — за исходный осадочный материал, а развальцованные в процессе "течения" породы округлые зерна полевых шпатов — за окатанные песчинки. По этой причине при обнаружении подобных пород в обнажениях или керне скважин необходимо выяснение следующих особенностей:

- а) не приурочены ли подобные породы к разлому?
- б) не срезают ли зоны или толщи этих пород толщи смежных пород?
- в) не встречаются ли в описываемых породах реликтовые фрагменты смежных толщ?
- г) не являются ли структуры полосчатой породы метаморфическими?
- д) нет ли признаков надвигания описываемых пород на смежные толщи?

Метаморфическая (метасоматическая) полосчатость и будинаж. Взгляды исследователей, занимающихся вопросами происхождения будинажа, близки (см. разд. 5.4). Механизм образования будинаж-структур, по мнению почти всех исследователей, это разрыв жестких прослоев, заключенных в пластичных и подвижных, обтекающих жесткие.

По мнению автора, пластичность межбудинного материала не механическая, а кристаллизационная, возникающая в результате появления ориентированных минералов — носителей сланцеватости. Как будто несущественная разница во взглядах приводит к существенной разнице в выводах. Если, согласно достаточно распространенным представлениям, для формирования будинаж-структур достаточно лишь неоднородной толщи и ориентированного давления, то, по представлениям автора, будинаж мог проявиться либо в регионально метаморфизованной неоднородной по составу толще, либо в метаморфической толще, претерпевшей метасоматическую дифференциацию и приобретшей метасоматическую полосчатость.

Знание закономерностей развития будинажа необходимо для проведения горных работ в пределах рудных залежей, заключенных в метаморфических толщах. Эта точка зрения в свое время была высказана Г.В. Тохтуевым в связи с его исследованиями криворожских месторождений. Известно, например, часто незакономерное расположение залежей богатых магнетитовых руд, которые могут быть будинами, перемещенными на значительное расстояние либо вдоль безрудных сланцевых, либо вдоль железослюдковых пачек пород. Разумеется, этот вопрос еще требует доработки, но при положительном его разрешении он может помочь разработке поисковых методов, основанных на знании местопо-

ложения отдельных рудных фрагментов и направления-"течения" метаморфических толщ на месторождениях и рудных полях.-

Известно присутствие камерных пегматитов в концевых частях крупных будин, заключенных в толщах кристаллических сланцев Карелии и Кольского полуострова. Таким образом, знание закономерностей поведения отдельных пачек горных пород в метаморфических толщах также может стать отправным пунктом для установления поисковых признаков местонахождения пегматитов подобного типа.

О почти несомненном разлинзовании и растаскивании рудных (преимущественно магнетитовых) пластов свидетельствуют карты и планы поверхности продуктивной толщи Криворожья. Изображенные на них рудные тела представлены "обрывками" неправильной или линзовидной формы, ни в коей мере не соответствующими понятию о пласте. По мнению автора, это также является результатом сложного пострудного тектонического процесса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате исследования условий возникновения сланцеватости, ее последующего развития и места в земной коре автор пришел к следующим выводам.

Минералы земной коры имеют различный химический состав, образуются в различной термодинамической обстановке, представлены различными по форме и внутреннему строению кристаллами и поэтому по-разному ведут себя в условиях ориентированного давления. По свойствам и характеру поведения в условиях ориентированного давления все минералы естественно делятся на четыре группы, расположенные по степени возрастания их участия в процессе рассланцевания.

А. Минералы — показатели устойчивой массивности.

Б. Минералы — показатели неустойчивой массивности.

В. Минералы — носители линейно-параллельной сланцеватости.

Г. Минералы — носители плоско-параллельной сланцеватости.

Группа А объединяет минералы, агрегаты которых в чистом виде никогда не бывают сланцеватыми. Группа Б представляет минералы, агрегаты которых могут приобрести сланцеватость лишь в результате определенных физико-химических изменений в присутствии воды. Минералы — носители сланцеватости объединяют листовые силикаты (с хорошо выраженной спайностью — группа Г) и большинство водных цепочечных силикатов (с четко выраженным удлинением кристаллов — группа В). Агрегаты рассмотренных групп минералов, расположенные в той же последовательности, образуют два одинаковых ряда — *сланцеватости и будинажа*.

Изучение химического состава главнейших породообразующих минералов показывает, что почти все минералы — носители сланцеватости содержат много конституционной воды. Колебания присутствия остальных компонентов также сказываются на роли минералов в рассланцевании, но менее четко, чем содержание воды. Но поскольку минеральный состав горных пород является функцией не только их химического состава, но и термодинамических условий, последние достаточно заметно сказываются на составе минералов и их участии в процессе рассланцевания.

Совершенство сланцеватости горной породы в конечном счете определяется совершенством спайности ориентированных пластинчатых минералов и их относительным количеством в случае плоско-параллельной сланцеватости и совершенством граней ориентированных призматических минералов и их относительным количеством — в случае линейно-параллельной сланцеватости. По этой причине плоско-

параллельная сланцеватость совершеннее (более способна к "течению") линейно-параллельной.

В общем и целом совершенство сланцеватости горной породы в условиях ориентированного давления зависит от ее минерального (химического) состава, термодинамических (фациальных) условий ее существования, состава и количества водных растворов, ранее заключенных в породе или протекающих через нее.

Вода в горных породах либо присутствует в порах исходных осадочных пород, а потом мобилизуется в процессе метаморфизма, либо поступает с более глубоких горизонтов земной коры. Но, поскольку вода достаточно подвижна, ее количества в большинстве случаев определяются пористостью и трещиноватостью этой породы и термодинамическими условиями существования.

Значительные содержания конституционной воды в минералах — носителях сланцеватости можно считать прямым доказательством участия водных растворов в процессе рассланцевания. Вторым немаловажным признаком участия воды в рассланцевании является обилие минералов — носителей сланцеватости в околорудноизмененных породах многих месторождений, особенно колчеданных. Большое количество косвенных признаков решающего участия водных растворов в процессе рассланцевания дают петрографические, структурно-геологические наблюдения, а также изотопные исследования.

Ориентированное давление не только деформирует плотные породы, повышая их пористость и проницаемость, но способствует также раскрытию закрытых пор; повышая гидростатическое давление в порах и мобилизуя поровые растворы, ориентированное давление переводит их в подвижное состояние, что сказывается на гидродинамическом давлении.

Ориентированное перемещение растворов в метаморфических толщах четко просматривается всегда, независимо от масштабов их метаморфических и метасоматических изменений. Об этом свидетельствуют:

а) огибание в срезе шлифа менее проницаемых вкрапленников, порфиробластов и порфирукластов отдельными пучками или "жгутами" водосодержащих силикатов;

б) обтекание будин кварцитов, известняков и других пород, состоящих из минералов — показателей устойчивой или неустойчивой массивности, более физико-химически подвижным, часто слюдосодержащим межбудинным материалом в обнажениях и горных выработках;

в) приспособление зон повышенного рассланцевания и гидротермального изменения к контактам менее проницаемых для растворов или химически более инертных массивов, пластов и глыб, наблюдаемое на геологических схемах и картах;

г) расположение поверхностей сланцеватости параллельно или субпараллельно директивному направлению зон смятия и метаморфизма (Иртышская, Северо-Восточная, Маркакольская и др.).

Все более или менее протяженные ослабленные зоны — контакты более прочных включений, контуры будин, магматических тел и, наконец, зоны смятия — являются своеобразными насосами, в результате постоянно увеличивающихся за счет "течения" пористости и пониженного давления высасывающими флюидов из участков геологических тел, контактирующих с этими зонами.

Началом процесса рассланцевания следует считать возникновение ориентированного давления и связанной с ним механической деформации горных пород, подвергшихся давлению, а также ориентированной миграции заключенных в порах этих пород растворов. Возникновение трещиноватости зависит от механических свойств горных пород и происходит по законам механики твердого тела. В неоднородных средах, которыми обычно являются горные породы, часть возникших трещин может совпадать с круговыми сечениями эллипсоида деформации, а часть может не совпадать. Образовавшиеся трещины, как правило, сопровождаемые возникновением в них вакуума, вскоре же должны быть заполнены флюидами, которые, в свою очередь, начнут перемещение под действием ориентированного давления в направлении его понижения. При движении растворы и флюиды "выбирают" только трещины, параллельные или субпараллельные фронту возникшего ориентированного давления. Если давление на каком-либо участке вызвано перемещением более механически плотного (слабо проницаемого для растворов) магматического или иного сложной конфигурации геологического тела, растворы будут следовать по ослабленной зоне параллельно контакту этого тела (плиты) с метаморфизируемыми толщами, обтекая все выступы и углубления.

Гидродинамическая обстановка, разумеется, будет зависеть от реальных геологических условий — размеров, возраста и толщины перемещающейся плиты или глыбы — источника ориентированного давления, направления ее перемещения, характера сминаемых (деформируемых) толщ, возраста и глубины ограничивающих плиту (глыбу) разломов.

Энергия давления упомянутого жесткого геологического тела (стресс) расходуется на рассланцевание сминаемых толщ (ориентированное давление), преодоление трения на контакте плиты (глыбы) и метаморфизируемых толщ и на приведение этих толщ в состояние "течения".

Перемещение растворов происходит в обстановке различного гидродинамического давления в направлении его понижения. При этом разность температур, плотностей и концентрации растворов играет второстепенную роль. В процессе течения жидкости осуществляются растворение минеральных компонентов в местах повышенного давле-

ния и перенос их в места пониженного давления. Растворение, перенос и отложение происходят в порядке увеличения или уменьшения подвижности компонентов и с возможным участием фильтрационного эффекта.

В различных термодинамической обстановке (фациях метаморфизма) и минеральной среде (горных породах) ряд подвижности компонентов будет разным.

Перемещающиеся жидкости состоят из наиболее растворимых в данных химических и термодинамических условиях компонентов (чаще всего щелочные соли кремниевых кислот, карбонаты, хлориды и пр.). При понижении гидростатического или гидродинамического давления и растворимости того или иного соединения или по другим причинам некоторые из соединений (в том числе силикаты) будут осаждаться из растворов. Наряду с другими минералами будут выкристаллизовываться минералы — носители сланцеватости, листовые и поясовые водные силикаты. И чешуйчатые кристаллы в первом случае, и шестоватые — во втором в периоды отсутствия ориентированного движения растворов (в спокойной тектонической обстановке) могут приобретать различную кристаллическую ориентировку. Но с началом ориентированного движения растворов, особенно при увеличении гидродинамического давления, все минералы с пластинчатым и шестоватым габитусом кристаллов расположатся длинными осями (амфиболы) или плоскостями (листовые силикаты) в направлении движения растворов. Причина этого явления пока не ясна и может быть вызвана различными факторами — усиленным выщелачиванием кристаллов, расположенных под углом к направлению течения растворов, механической ориентировкой удлиненных или пластинчатых индивидов под давлением жидкости субпараллельно ее направлению или действием этих двух факторов.

Одновременно с приобретением минералами-носителями сланцеватости ориентированного положения будет происходить выравнивание стенок трещин, являющихся проводниками растворов. Выравнивание стенок трещин может происходить по следующим причинам: 1) вследствие механического отрыва частиц в узких местах трещин, 2) в силу более интенсивного растворения компонентов стенок в зауженных местах; 3) по причине повышения давления и соответственно усиления растворения пред зауженными участками трещин; 4) в силу повышения температуры в местах повышенного давления. В достаточно широких трещинах основную роль в растворении — осаждении будут играть температура раствора, гидродинамическое давление, скорость перемещения жидкости и концентрация растворенных в ней компонентов.

По мере выравнивания стенок трещин, субпараллельных фронту перемещения растворов, и заполнения их минералами — носителя-

ми сланцеватости, совершенство сланцеватости пород, подвергшихся ориентированному давлению, постепенно возрастает и наступает такой период, когда расчлененные на пластины поверхностями сланцеватости и непрерывно пропитываемые растворами, служащими смазкой, горные породы начинают "течь". Этот процесс описан многими исследователями и подтверждается как микроскопическими наблюдениями, так и обычным присутствием в сланцах штрихов, борозд, зеркал скольжения и зон перетирания — милонитизации. Наиболее грандиозными проявлениями рассланцевания служат процесс выдавливания метаморфических толщ, рост зон смятия и складчатых гор с последующим опрокидыванием или надвиганием веерообразных складок на соседние, более жесткие участки земной коры. Такова природа значительной части надвигов и шарьяжей.

Ориентированное давление приводит в движение водные растворы и флюиды, перемещающиеся вдоль ослабленных зон, которыми в осадочных толщах нередко становятся пласты наиболее проницаемых для растворов аргиллитов и особенно песчаников. В этих породах (если песчаники не являются чисто кварцевыми) возникают чешуйки листовых и призмы поясовых подных силикатов, закономерная ориентировка которых и постепенное увеличение в количестве создают анизотропию физических (в первую очередь механических) свойств. Удельное сопротивление этих пород сжатию ($\delta_{сж}$) в результате потери пористости и увеличения сцепления между зернами хоть и медленно, но постепенно нарастает, вдоль слоистости (сланцеватости) быстрее, поперек — медленнее.

Уплотнение карбонатных пород и кварцевых песчаников происходит по-другому. Карбонатные породы превращаются в различные мраморы и доломиты, а кварцевые песчаники — в кварциты, удельное сопротивление которых сжатию во всех направлениях увеличивается значительно быстрее, чем в глинистых и песчаных породах. Таким образом, в результате действия ориентированного давления, в первую очередь в зависимости от химического состава, горные породы перекристаллизуются, а затем, в зависимости от минерального состава и механических свойств, они либо текут (различные сланцы, гнейсы и амфиболиты), либо разрываются на будины (мраморизованные известняки, мраморы, доломиты, кварциты).

Понятно, что в различных фациях метаморфизма набор пород неодинаков, но независимо от этого рассланцевание и будинирование будут происходить согласно ряду сланцеватости, в первом случае, и согласно ряду будинирования — во втором, для каждой фации метаморфизма в соответствии с определенным набором минералов.

Такая дифференциация по механическим свойствам, но в зависимости от химического состава, в метаморфических толщах является повсеместной и всеобъемлющей.

Одновременно с отложением подвижных минералов — носителей сланцеватости могут отлагаться также менее подвижные минералы — показатели устойчивости массивности, кварц, карбонаты, ангидрид и пр. При значительно разившейся метаморфической полосчатости породы и ее разделении на более инертные и более подвижные пластины последние вступят в процесс пластического течения, который рано или поздно разорвет, разлинзует и растащит ленты или пластины относительно более инертных к рассланцеванию пород. Следует отметить, что разлинзование в процессе рассланцевания происходит на всех уровнях — от микро- до мегалинз (будин-блоков).

Будинаж является результатом динамотермального метаморфизма толщ пород различного минерального (химического) состава, во время которого в породах сначала происходит дифференциация по механическим свойствам (на массивные и сланцевые), а затем разрыв массивных (инертных к рассланцеванию) слоев силой "течения" слоев сланцеватых.

Дальнейшим развитием будинажа может быть разрыв будин силами, перпендикулярными к их ориентировке, и последующее развальцевание обломков с доведением всей породы до состояния псевдоконгломерата.

В зонах крупных тектонических нарушений при условии их значительной обводненности рост минералов — носителей сланцеватости может происходить с большей степенью интенсивности, чем во вмещающих породах. При этом сначала образуются тонкополосчатые метасоматические сланцы, приводящие (в результате сдвиговых движений одного борта разлома по отношению к другому) к формированию смятых в мелкие складки плейчатых пород, которые, как правило, без достаточного геологического анализа часто относят к слоистым, якобы типично осадочным породам.

Автор на основании результатов экспериментальных данных и учета термодинамических условий в областях молодого вулканизма определил положение верхней границы формирования сланцеватости на глубине 1—5 км.

Итак, использование только эллипсоида деформации для решения значительной части вопросов проблемы сланцеватости не может привести к правильным выводам, поскольку рассланцевание пород — это не чисто механический, а сложный физико-химический процесс, который зависит от величины ориентированного давления минерального (химического) состава горных пород и обусловленного этим давлением ориентированного движения водных растворов.

Сланцеватость, кливаж и метасоматическая полосчатость — свойства метаморфизованных горных пород, родственные и взаимопереходящие друг друга, хотя среди сланцеватости и кливажа выделено большое количество разновидностей. По существу,

все это различные стадии кристаллизационной сланцеватости: квиваж — начальной, сланцеватость — последующей, метасоматическая полосчатость — заключительной. Они перпендикулярны к направлению ориентированного давления и поэтому служат проявлением ориентированного кристаллобластеза, сначала в зачаточных трещинках, субпараллельных направлению течения растворов, затем в значительном объеме метаморфизируемой породы и, наконец (в случае полосчатости), во всей ее массе с дифференциацией на инертные и способные к рассланцеванию части.

Образование будинаж — структур, в противоположность ранее существовавшим представлениям, происходит не за счет разрыва так называемых прослоев, заключенных в пластах пластичных пород, а в результате разрыва инертных к рассланцеванию пластов (пластин), заключенных в межбудинном материале, который ввиду соответствующего минерального (химического) состава легко приобретает сланцевую текстуру и способность к пластическому течению. Следовательно, в образовании будинаж-структур дело заключается не в *механических* "жесткости" и "пластичности", а в различной способности пород (разного химического состава) к ориентированным перекристаллизации и рассланцеванию.

Основным условием возникновения сланцеватости в обстановке ориентированного давления является соответствующий химический состав породы, который в определенной термодинамической обстановке обеспечивает ориентированной кристаллобластез и тем самым физическую и механическую анизотропию породы, которая и служит выражением сланцеватой текстуры.

Таким образом, факторы развития сланцеватости располагаются в такой последовательности.

Химический состав + (ориентированное давление + термодинамические условия) → *минеральный состав* (с анизотропией физико-химических свойств).

Разумеется, автор данной работы не считает окончательными те выводы, к которым он пришел. Для более полного освещения проблемы сланцеватости необходимо проведение следующих исследований.

1. Организация и осуществление экспериментов по моделированию процесса ориентировки минералов — носителей сланцеватости в условиях перемещения минерализованных растворов разного состава и плотности, испытывающих различные гидродинамические давления и температуры (При этом необходимо использование в эксперименте как пластинчатых, так и шестоватых индивидов неодинаковой величины).

2. Осуществление экспериментов в различных физико-химических условиях по ориентированной кристаллизации минералов с соответствии с принципом, предложенным А.А. Глаголевым.

3. Дальнейшее изучение механических явлений, связанных со стрессом, и организация их моделирования.

4. Проведение комплексного объемного структурного (в том числе микроструктурного), петрографического, петрохимического и петрофизического (с использованием данных или применением структурного бурения) изучения перспективных участков на рудных полях и в рудных районах, подобных участку Иртышской зоны, смятия, описанному в разделе 3.4 и 3.5. (Цель исследования – определение направления, скорости состава плотности и температуры метаморфогенных растворов в изученных структурах в периоды регионального метаморфизма и рудообразования).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аветисянц А.А.* Геотермические условия недр Армении. М., Наука, 1979.
2. *Белоусов В.В.* Основы структурной геологии. М., Недра, 1985.
3. *Белый Л.Д.* Инженерная геология. М., Высшая школа, 1984.
4. *Геологический словарь.* М., Недра, Т. 1—2. 1981.
5. *Гончаров М.А.* Кливаж. — В кн.: Очерки структурной геологии сложно-дислоцированных толщ. М., 1977, с. 93—119.
6. *Гусев Г.С.* Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойд. М., Наука, 1979.
7. *Забродин В.Ю.* Зоны смятия. М., Наука, 1977.
8. *Куцев Ю.С., Назаревский Ю.Н.* Процесс формирования сланцеватости как фактор переноса рудных компонентов при метаморфизме. — В кн.: Петрогенез и эндогенный рудогеоз. М., 1983, с. 94—99.
9. *Куцев Ю.С.* Особенности возникновения и развития сланцеватости и их использование при картировании. Экспресс-информация Мингео СССР (Общая и региональная геология). Вып. 2. М., 1985, с. 1—7.
10. *Кушнарев И.П., Кушнарев П.И., Мельникова К.М.* Методы структурной геологии и геологического картирования. М., Недра, 1984.
11. *Лебедева Н.Б.* Роль неоднородностей горных пород в процессе образования кливажа. — Геотектоника, 1976, № 2, с. 31—43.
12. *Матросов И.И.* Проблема стадийности формирования редкометалльных пегматитов. Влияние условий формирования на структурно-тектонические особенности и минерализацию редкометалльных пегматитов. — Геология и геофизика, 1980, № 9, с. 94—101.
13. *Патапах Е.И.* Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата, Наука, 1981.
14. *Россовский Л.Н., Коноваленко С.И.* Особенности формирования редкометалльных пегматитов в условиях смятия и растяжения (на примере Гиндукуша). Изв. АН СССР, сер. геол., 1978, № 3, с. 42—53.
15. *Соболев Р.Н., Фельдман В.И.* Методы петрохимических пересчетов горных пород и минералов. М., Недра, 1984.
16. Справочник (кадастр) физических свойств горных пород /Под ред. Н.В. Мельникова. М., Недра, 1975.
17. *Файф У., Прайс Н., Томпсон А.* Флюиды в земной коре. М., Мир, 1981.
18. *Эз В.В.* Структурная геология метаморфических комплексов. М., Недра, 1978.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава 1. Из истории проблемы образования сланцевато-полосчатых текстур	5
Глава 2. Условия образования сланцеватости (сланцеватой текстуры)	7
2.1. Химический состав минералов метаморфогенного происхождения	10
2.2. Ориентированное давление (стресс)	14
2.3. Состав горных пород	17
2.4. Водные растворы и флюиды	22
2.5. Термодинамические условия	26
2.6. Выводы	27
Глава 3. Механизм образования сланцеватых текстур	27
3.1. Перемещение растворов и сопровождающие его явления	27
3.2. Механизм выравнивания поверхностей сланцеватости	32
3.3. Причины закономерной ориентировки минералов и поверхностей сланцеватости	34
3.4. Особенности развития сланцеватости на примере одного из рудных районов Иртышской зоны смятия (Рудный Алтай)	42
3.5. Особенности расланцевания в условиях кремнещелочного метасоматоза	46
3.6. Механические явления, сопровождающие процесс расланцевания	50
3.7. Выводы	54
Глава 4. Место ориентированных текстур в земной коре	56
4.1. Глубины распространения сланцевато-полосчатых текстур	56
4.2. Сланцеватость и ее связь с горообразованием	57
Глава 5. Сланцеватость, кливаж, метаморфическая полосчатость, будинаж	59
5.1. Кливаж	59
5.2. Сланцеватость и кливаж	64
5.3. Метаморфическая (метасоматическая) полосчатость	68
5.4. Будинаж	82
Глава 6. Использование знания особенностей формирования сланцеватости и метаморфической (метасоматической) полосчатости в структурной геологии	91
Заключение	94

НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

Юрий Сергеевич Куцев

СЛАНЦЕВАТОСТЬ, ЕЕ ВОЗНИКНОВЕНИЕ И РАЗВИТИЕ

Редактор издательства *А.П. Хуповка*
Обложка художника *В.У. Полякова*
Художественный редактор *Г.Н. Юрчевская*
Технический редактор *Н.С. Анашкина*
Корректор *В.М. Юдович*
Операторы *Т.Л. Лукьянова, И.П. Стеценко, И.Е. Самсонова*
ИБ № 6922

Подписано в печать 22.07.87. Т — 16710. Формат 60 × 84 1/16. Бумага офсетная № 1. Набор выполнен на наборно-лишущей машине. Гарнитура „Универс“. Печать офсетная. Усл.печ. л. 6,04. Усл.кр.-отт. 6,27. Уч.-изд.л. 7,20. Тираж 1000 экз. Заказ 3444 /1093—2. Цена 1р. 40 к.

Ордена “Знак Почета” издательство “Недра”,
125047, Москва, пл. Белорусского вокзала, 3.
Московская типография № 9 Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
109033, Москва Ж-33, Волочаевская, 40.

1 р. 40 к.

4895

НЕДРА