

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Л. И. ЗВЯГИНЦЕВ

**ДЕФОРМАЦИИ
ГОРНЫХ
ПОРОД
И ЭНДОГЕННОЕ
РУДООБРАЗОВАНИЕ**



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

Л. И. ЗВЯГИНЦЕВ

ДЕФОРМАЦИИ
ГОРНЫХ
ПОРОД
И ЭНДОГЕННОЕ
РУДООБРАЗОВАНИЕ

2562



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1978

В монографии обсуждается природа упругой анизотропии скоростей распространения продольных волн в атмосферных условиях и ее изменение под одноосным и всесторонним давлением. Рассматриваются примеры приложения метода исследований упругих свойств к анализу структур и восстановлению условий формирования интрузивных тел. Особое внимание уделено вопросу зарождения и развития трещинных структур при неравномерном сжатии и залечивании их под воздействием температуры.

На основании экспериментальных исследований по деформации кристаллических пород и изучению физических свойств по-разному деформированных гранитоидов в рудных районах приводятся данные, показывающие, что движение гидротермальных растворов является следствием деформационных преобразований.

Табл. 31. Илл. 39. Библи. 116 назв.

Ответственный редактор

доктор геол.-мин. наук *Б.П. Беликов*

ВВЕДЕНИЕ

При решении теоретических и практических задач геологии широко применяются результаты исследования физико-механических свойств горных пород. Физико-механические свойства пород играют важную роль при изучении процессов эндогенного рудообразования. Главное внимание при этом уделяется влиянию физических параметров на локализацию эндогенных месторождений. Полученные сведения значительно уточнили количественные оценки оптимальных условий пористости и проницаемости, благоприятные для протекания рудоносных растворов сред, и концентрации в них рудных компонентов. В предлагаемой работе увязывались результаты исследований по физико-механическим свойствам с составом горных пород, их структурой и текстурой, а также характером эпигенетических преобразований и тектонических напряжений, которым они подвергались. Идея рассмотрения свойств горных пород с учетом их специфической природы как геологических тел не нова, она еще в 1923 г. высказывалась Ф.Ю. Левинсоном-Лессингом и неоднократно подчеркивалась в работах, выполненных в лаборатории исследований физико-механических свойств горных пород ИГЕМ АН СССР (Залесский, 1962; Беликов и др., 1964; Розанов, 1973). Такой подход к изучению природных процессов рудообразования требует проведения исследований физических и механических параметров на геолого-петрографической основе с учетом тектонического развития региона. Поэтому настоящее исследование базируется на тесном сочетании полевых работ в пределах рудных полей и месторождений и лабораторном изучении физико-механических свойств пород. Особое внимание при этом уделялось изучению изменения в пространстве и времени физических и механических свойств сред, связанных с процессами рудообразования. Для решения поставленной задачи выполнен ряд методических и экспериментальных исследований, результаты которых излагаются в первых трех главах. В них рассматриваются методика отбора проб, зависимость упругих свойств от минерального состава и истории формирования пород, природа упругой анизотропии и ее изменение под напряжением. Приводятся примеры применения метода исследований по упругим свойствам при анализе структур и реконструкции тектоно-физических условий становления интрузивов гранитоидов. Изучается зарождение и развитие трещинных структур под действием неравномерного сжатия.

Во втором разделе рассматривается влияние упругих и деформационных свойств пород на формирование гидротермального оруденения, которое происходит непосредственно после кристаллизации крупных интрузивов или оторвано от этих интрузивов внедрением даек базальтоидных дифференциатов. Логическим завершением этого раздела является установление тектоно-магматического и структурно-деформационного контроля гидротермальных месторождений. Выявлено, что причина движения гидротерм обусловлена деформацией пород.

В основу настоящей работы положены данные, полученные в лаборатории исследований физико-механических свойств ИГЕМ АН СССР, использованы также материалы по результатам совместных экспериментов с Институтом физики Земли АН СССР, которые проводились с И.С. Томашевской под руководством М.П. Воляровича и с ВНИИСИМС МГ СССР, А.Г. Давыдченко. Рентгенографическое изучение структур карбонатных пород проведено совместно с Л.Н. Левушкиным. Каменный материал по вмещающим оловянным месторождениям породам предоставлен в наше распоряжение А.Г. Подольским. Ценные консультации при написании работы получены от Б.П. Беликова, В.И. Рехарского и А.А. Пэка. В процессе выполнения работы автор получал большую помощь со стороны сотрудников лаборатории исследований физико-механических свойств горных пород: Е.А. Саниной, З.Г. Хаустовой, Е.Д. Боруновой и Б.Е. Комаричева. Всем перечисленным лицам автор выражает свою искреннюю признательность.

1. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ УПРУГИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД

При полевых и лабораторных исследованиях была выработана методика отбора проб и последовательность изучения физико-механических параметров. На основании геолого-петрографического анализа объекта и в соответствии с возрастом породы разбивали на петрографические типы. В зависимости от поставленной задачи отбирали оптимально необходимое количество образцов для определения в них физико-механических параметров.

В лаборатории из образцов вырезались плитки ($v \approx 25-30 \text{ см}^3$), по которым производилось определение объемного веса (ρ) методом гидростатического взвешивания, эффективной пористости ($\Pi_{\text{эфф}}$) — методом полного форвакуумного водонасыщения, а также дифференцированной пористости ($\Pi_{\text{дф}}$) — адсорбционным методом. Для некоторых образцов определяли удельный вес (γ) и вычисляли общую пористость ($\Pi_{\text{общ}}$) по соотношению удельного и объемного весов (Беликов и др., 1964).

Исследование упругих свойств пород осуществляли динамическими методами: "на просвет" и методом профилирования. Методом "на просвет" исследовали породы, в которых размер зерен не превышает 0,1–0,2 мм. Для этого из образцов вырезали кубики размером грани 15–20 мм. На ультразвуковом приборе УЗИС-ЛЭТИ кварцевыми датчиками с основной частотой 1,67 МГц в трех направлениях измеряли скорости продольных (V_p) и поперечных (V_s) волн. По соответствующим формулам рассчитывали все остальные упругие показатели. Точность измерений скоростей при этом составляла 0,5–1,5%. Метод профилирования более трудоемкий, но имеет ряд преимуществ. Профилированием измеряют породы с различной крупностью зерен. Этот метод позволяет производить замеры скоростей упругих волн на ровных площадках и в естественных обнажениях. При таком способе измерений учитывается анизотропия распространения скорости упругих волн в пространстве и относительно элементов залегания геологического тела. Образцы для исследования методом профилирования представляют собой блоки размером не менее 150×150×150 мм. Отбор их делается с учетом элементов залегания. На тех обнажениях, где проводили замеры упругих волн в естественном залегании, образцы отбирали рядом. В лаборатории блоки разрезали таким образом, чтобы были три взаимно перпендикулярные плоскости, соответствующие элементам залегания пласта (рис. 1). Плоскость x_y параллельна кровле,

плоскость xz параллельна простиранию и перпендикулярна кровле, плоскость yz параллельна падению и перпендикулярна кровле. Для интрузивных образований плоскость xu обычно параллельна горизонту, в редких случаях ориентирована по полосчатости или отдельности. В дайковых породах плоскость xu в основном параллельна высшему боку. При различных построениях образец помещался в систему прямоугольных координат. Принятое расположение профилей

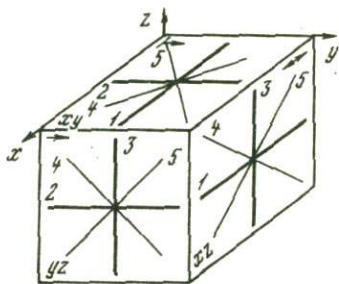


Рис. 1. Ориентировка образцов горных пород в системе прямоугольных координат относительно элементов залегания с указанием расположения профилей наблюдения упругих волн

наблюдения упругих волн (см. рис. 1) дает возможность выявить упругие параметры относительно элементов залегания пласта или структуры породы (Звягинцев и др., 1966, 1970). При измерении упругих волн в породах на обнажении ориентировка профилей оставалась такой же, как на образцах. При методе профилирования применяли ультразвуковые приборы ИПА или Р5-1А с датчиками сегнетовой соли или ЦТС с основной частотой 90-500 кгц.

При большом усилении измеряется продольная волна (V_p), при малом - поперечная (V_R). По отношению V_p/V_R с номограммы Кнюпова снимается значение коэффициента Пуассона (μ), а затем значение поперечной волны (V_s). По известным из теории упругости формулам рассчитывается модуль Юнга (E). Погрешность определения V_p и V_R для этих приборов не превышает 2-3%. Средняя скорость упругой волны для любой породы вычислена среднеарифметически из всех замеров по образцу. Петрографическое изучение пород и подсчет минерального состава, а также остаточные деформации, если это не оговорено особо, производили в ориентированных шлифах, вырезанных параллельно плоскости yz .

2. ЗАВИСИМОСТЬ УПРУГИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД ОТ ИХ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА И ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ

В многочисленных литературных данных по исследованию петрофизических свойств пород (Афанасьев и др., 1965, 1968; Беликов и др., 1964, 1970; Звягинцев, Баяк, 1969; Звягинцев, 1971; Розанов, 1973; Старостин, 1973; и др.) не раз подчеркивалось, что на скорость упругих волн оказывают влияние минеральный состав, объемный вес (минералогическая плотность), пористость и условия формирования. Под условиями формирования понимается не только превращение осадка в породу, но и последующие структурно-деформационные изменения под напряжением. Между указанными параметрами существует только корреляционная связь, т.е. такая зависимость, когда одному значению аргумента соответствует несколько значений функции. Особая, до конца невыясненная, роль принадлежит степени деформационных изменений данной породы. Следовательно, установить зависимость между перечисленными параметрами довольно сложно. Обычно проводят сравнение упругих свойств в петрографически сходных типовых породах или групповые сравнения. При этом удается установить некоторые закономерности в изменении одного свойства с изменением другого. В дальнейшем установленные закономерности позволяют подойти к решению геологических задач на количественной основе. Для исследований была выбрана обширная группа карбонатных пород, песчаников, а также андезито-базальтов и их туфов. В интрузивных породах изучены две группы пород (гранитоидного и гипербазитового ряда). В последнюю включены серпентиниты и амфиболиты.

Карбонатные породы. В этой группе исследованы органогенно-обломочные и пелитоморфные известняки, доломиты, известняки мраморизованные и мраморы кальцитового, реже - доломитового состава. Для всех указанных разновидностей породообразующими минералами являются кальцит и доломит. Присутствие в составе примесей других минералов каждый раз оговаривается. Как видно из рис. 2, карбонатные породы сильно отличаются друг от друга по эффективной пористости. Наибольшие колебания в пористости отмечаются для пород, испытавших только стадию диагенеза, представителями которых являются доломиты (0,92-17,78%), пелитоморфные известняки (0,61-7,16%) и органогенно-обломочные известняки (0,73-4,32%). Для пород, испытавших перекристаллизацию, колебания пористости резко уменьшаются. Для мраморизованных известняков, прошедших частичную перекристаллизацию, она составляет

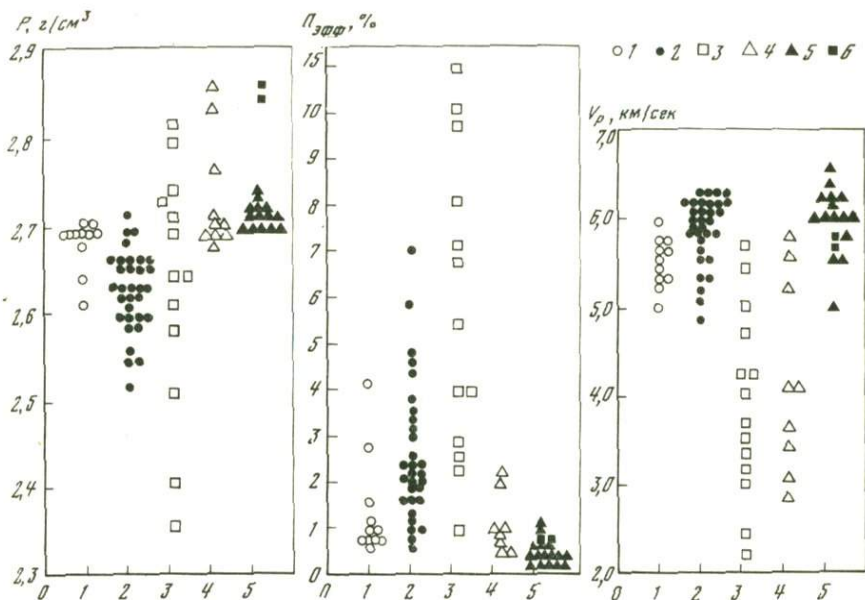


Рис. 2. Изменение объемного веса (ρ), эффективной пористости ($\Pi_{эфф}$) и средних значений скорости продольных волн (V_p) в карбонатных породах.

1 - известняки органогенные; 2 - известняки пелитоморфные; 3 - доломиты; 4 - известняки мраморизованные; 5 - мраморы кальцитовые; 6 - мраморы доломитовые

0,48-2,11%, а в мраморах, испытавших более глубокую перекристаллизацию, пористость в подавляющем большинстве становится меньше 1%.

Такие колебания пористости естественно повлияли на объемный вес. Так, наиболее выдержанный объемный вес, почти равный удельному весу, отмечается для кальцитовых мраморов (2,69-2,70 г/см³). Исключение составляют некоторые мраморы Агверана (Армения), в которых объемный вес увеличивается до 2,75 г/см³ за счет ожелезнения. Увеличение объемного веса до 2,75-2,84 г/см³ в некоторых образцах мраморизованных известняков связано с появлением в них минералов пироксена и граната при скарнообразовании. В диагенезированных породах в результате больших колебаний пористости наблюдаются и значительные изменения объемного веса. В органогенно-обломочных известняках он составляет 2,60-2,69 г/см³, в пелитоморфных - 2,51-2,70 г/см³, а в доломитах - 2,35-2,80 г/см³. Наибольший диапазон изменения скорости продольных волн (2,20-5,90 км/сек) отмечается в доломитах. В мраморизованных известняках значения V_p для многих образцов повышены за счет появления в них граната. В мраморах, органогенно-

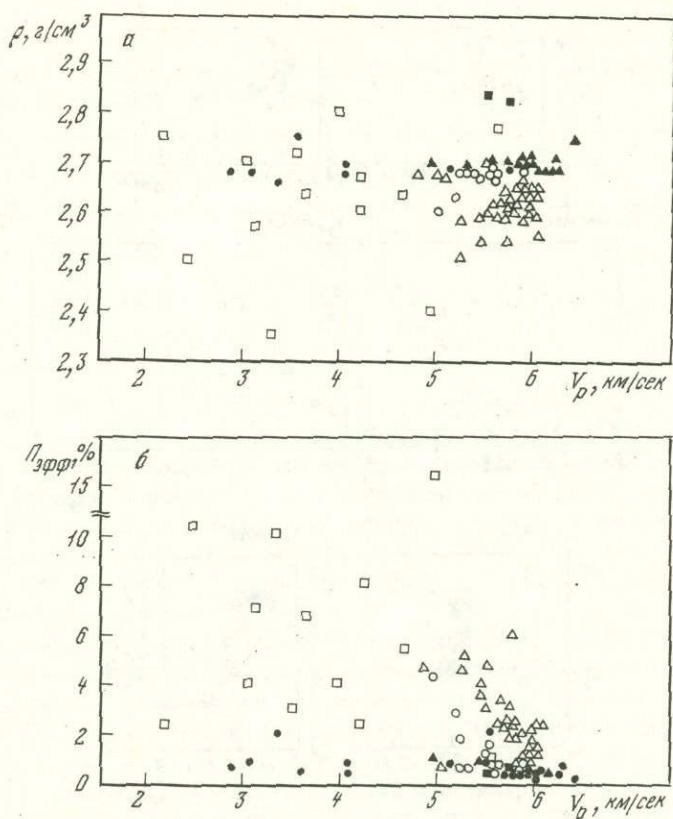


Рис. 3. Зависимость скорости продольных волн от объемного веса (а) и эффективной пористости (б) в карбонатных породах
Условные обозначения те же, что и на рис. 2

обломочных и пелитоморфных известняках диапазон разброса скорости V_p суживается до 5,00–6,50 км/сек. Зависимость скорости продольных волн от плотности и пористости в карбонатных породах показана на рис. 3: скорость продольных волн с увеличением плотности повышается (рис. 3, а), а с увеличением пористости — уменьшается (рис. 3, б). Хотя имеются значительные отступления от этого правила (например, при пористости 3% V_p составляет 3,00–6,00 км/сек), такие колебания для пород сходного состава и пористости можно объяснить только разной степенью деформированности каждой из них.

Песчаники тоарского яруса (Дагестан) представляют собой плотно сцементированные породы с колебаниями пористости 0,40–2,50% и изменением объемного веса от 2,66 до 2,74 г/см³. Для песчаников более строгая зависимость отмечается между пористостью и скоростью продольных волн (рис. 4, а). Зависимость между

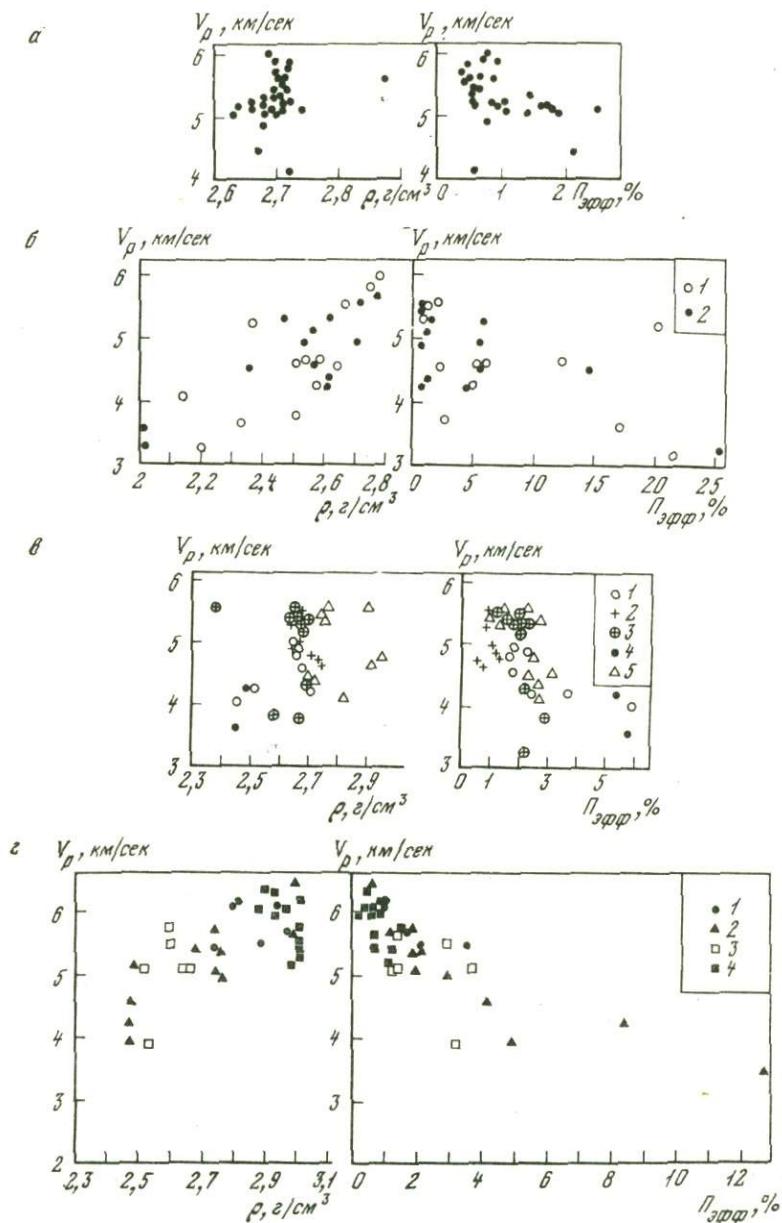


Рис. 4. Зависимость скорости продольных волн от объемного веса и эффективной пористости в песчаниках (а), в лавах (1) и туфах (2) андезито-базальтов (б), в гранитоидах (в) (1 - граносиениты и граносиенит-порфиры; 2 - граниты, гранито-гнейсы, гранит-мигматиты; 3 - гранодиориты); 4 - плагiogранит-порфиры; 5 - диориты и кварцевые диориты и в гипербазитах (г) (1 - габбро, габбро-нориты; 2 - перидотиты, пироксениты, 3 - серпентиниты; 4 - амфиболиты)

Таблица 1

Изменение скорости V_p от соотношения цемента и обломочной фракции в песчаниках тоарского яруса (Дагестан)

Номер образца	7861	7261	7215	7216	7218	7217	8627	7219
Обломочная фракция, %	30	60	60	65	80	85	85	90
Цемент, %	70	40	40	35	20	15	15	10
V_p , км/сек	5,06	5,16	4,45	5,26	5,23	5,33	5,11	5,02

плотностью и скоростью V_p менее отчетливая, что можно объяснить разной степенью деформированности образцов. В табл. 1 показано колебание скорости продольных волн от соотношения в породе обломочной фракции с цементом. Это хорошо видно на примере обр. 7261 и 7215, в которых при равном содержании цемента (40%) скорость отличается на 710 м/сек. В других образцах, например 7861, цемент составляет 70%, а в 7219 - 10%, однако скорости V_p в них равны.

Андезито-базальты и их туфы, несмотря на различные условия образования, имеют почти одинаковые колебания пористости. В андезито-базальтах она составляет 0,44-19,5%, в туфах - 1,34-26,15%. Такие колебания существенно сказались и на изменении объемного веса для лав и туфов (2,00-2,80 г/см³). На диаграмме (рис. 4, б) отмечается общая закономерность увеличения скорости V_p от повышения объемного веса и уменьшение ее от увеличения пористости. Однако наблюдается отступление от общего правила: например, для андезито-базальтов при пористости 2,5% разница в скорости продольных волн для разных образцов составляет примерно 900 м/сек, то же наблюдается и в туфах. Для лавовых пород это можно объяснить разной степенью деформированности, для туфов - еще и сцеплением обломков между собой в процессе цементации.

Интрузивные породы подразделены на две группы - гранитоидную и гипербазитовую.

В гранитоидной группе по составу и структуре выделяются граносиениты, граносиенит-порфиры, граниты, гранито-гнейсы, гранит-мigmatиты, гранодиориты, гранодиорит-порфиры, кварцевые диориты и диориты. В гипербазитовой группе рассматриваются габбро, габбро-нориты, перидотиты, пироксениты, амфиболиты и серпентиниты. Для пород гранитоидного ряда более строгая зависимость отмечается между пористостью и скоростью V_p (рис. 4, в). Зависимость между объемным весом и скоростью V_p менее отчетливая. В то же время для сходных пород гранодиоритового состава при почти равной пористости и объемном весе отмечаются значительные расхождения в скорости продольных волн. В Дашкесано-

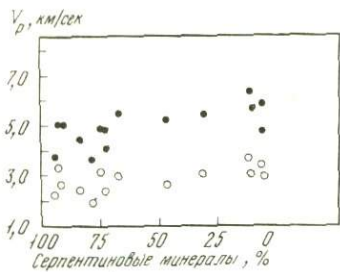


Рис. 5. Изменение скорости продольных (1) и поперечных (2) волн в зависимости от серпентинизации гипербазитов

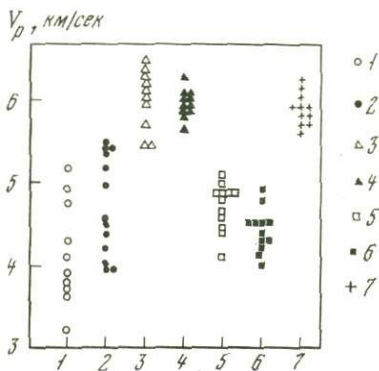
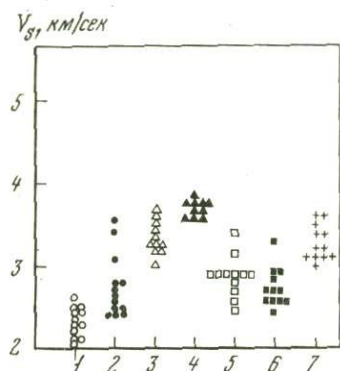


Рис. 6. Разброс значений скоростей продольных (V_p) и поперечных (V_s) волн в зависимости от направления в образцах метаморфических и вулканогенно-осадочных пород

1 - кварцево-слюдистый сланец; 2 - аспидный сланец; 3 - мрамор; 4 - известняк пелигоморфный; 5 - песчаник; 6 - андезитобазальт; 7 - гупф андезитов

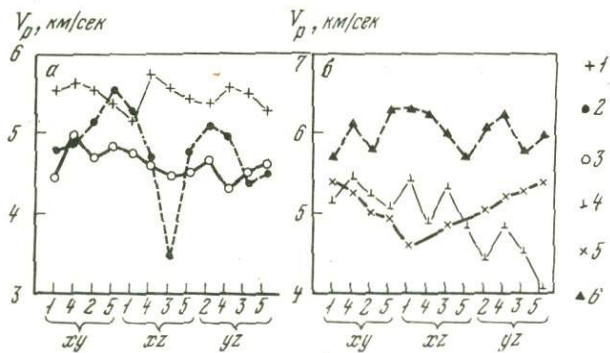


Рис. 7. Изменение скорости продольных волн в зависимости от направления в интрузивных породах гранитоидного (а) и гипербазитового (б) ряда. Ориентировка профилей наблюдения V_p показана на рис. 1

1 - гранодиорит; 2 - гранито-гнейс; 3 - граносиенит; 4 - перидотит; 5 - серпентинит; 6 - габбро-норит

ком интрузии (Азербайджан) в гранодиоритах скорость V_p колеблется от 5,25 до 5,60 км/сек. В Арзаканском интрузиве (Армения) скорость V_p в гранодиоритах понижена до 3,29–4,34 км/сек. Такое резкое различие в скорости при всех равных условиях связано с разной тектонической историей пород. В гранодиоритах Арзаканского интрузива макроскопически видны мелкие трещины. Деформационная трещиноватость привела к ослаблению сцеплений между минералами, что сказалось на резком снижении скорости V_p . Следовательно, гранодиориты Арзаканского интрузива подвергались более сильному тектоническому воздействию, чем дашкесанские гранодиориты.

Для пород гипербазитового ряда также отмечается увеличение скорости V_p в более плотных разностях и уменьшение ее в более пористых образованиях (рис. 4, *г*). Как и для гранодиоритовых пород, разброс значений скорости V_p для пород типа габбро достигает более 1000 м/сек, что составляет 25–30%. При серпентинизации перидотитов и габбро с увеличением в породе серпентиновых минералов скорость как продольных, так и поперечных волн, хотя и не закономерно, уменьшается (рис. 5).

Измерение скоростей распространения упругих волн в породах показало, что они сильно меняются от направления расположения профилей наблюдения в образце. Разброс значений скоростей продольных волн в образцах метаморфических и вулканогенно-осадочных пород показан на рис. 6.

Наибольшая разница между экстремальными значениями скорости V_p для метаморфических пород отмечается в кварц-сланцевом сланце (2020 м/сек), меньшая — в аспидном сланце (1040 м/сек) и мраморе (1080 м/сек). Для пород, прошедших только диагенез, т.е. процесс превращения осадка в породу, наибольшая разница между крайними значениями достигает в песчанике (1500 м/сек). В вулканогенных породах типа андезитов-базальтов колебание скорости V_p по разным направлениям составляет 940 м/сек. Несколько меньший разброс наблюдается в пелитоморфном известняке (620 м/сек) и туфе андезитов (600 м/сек). Скорость вычисленных поперечных волн также меняется в зависимости от направления расположения профиля наблюдения в образце (см. рис. 6).

Для пород интрузивных образований гранитоидного и гипербазитового ряда изменение скорости продольных волн в зависимости от направления показано на рис. 7.

Из графика следует, что наибольший разброс параметра V_p отмечается для метаморфизованных разностей, как наиболее текстурированных образований. Например, в гранито-гнейсе максимальная разница скорости достигает 2140 м/сек. Наименьший разброс, равный 580 м/сек, отмечается в граносиенитах и породах гипербазитового состава (более 10% и еще достаточно велико, чтобы учитывалось при исследовании упругих параметров). Как следует из приведенных данных, анизотропия упругих свойств

сильно влияет на выбор упругих параметров для разного рода геологических построений. Анизотропия распространения скорости продольных волн может служить показателем степени текстурированности породы. Природа упругой анизотропии будет рассмотрена ниже.

СКОРОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ УПРУГИХ ВОЛН В МАССИВАХ ГОРНЫХ ПОРОД

В массивах горных пород существенное влияние на скорости упругих волн оказывают поля естественных напряжений, возникающие под действием силы тяжести или тектонических сил. Повышение напряженного состояния приводит к увеличению скоростей, которые могут сильно понижаться трещиноватостью.

Определение скоростей упругих волн проводили в коренных обнажениях на ровных площадках по методике продольного профилирова-

Таблица 2

Скорость V_p в массивах и в образцах интрузивных пород Кавказа*

Возраст интрузивов	Место нахождения	Порода	Номер образца, обнажения	V_p , км/сек			Отклонение, %				
				xy	xz	yz	xy	xz	yz		
Нижний палеозой	Беденский интрузив, р. Большая Лаба, Северный Кавказ	Серпентиниты	10898	$\frac{5,25}{6,43}$	$\frac{5,71}{-}$	$\frac{5,27}{5,13}$	$\frac{5,42}{6,33}$	-18,3	-	2,7	-14,4
			10899	$\frac{5,82}{6,01}$	$\frac{5,59}{5,56}$	$\frac{5,85}{5,66}$	$\frac{5,76}{5,60}$	-3,1	0,5	3,3	2,8
Мезозой	Арзаканский кристаллический массив, Армения	Амфиболиты	10886	$\frac{6,09}{-}$	$\frac{6,16}{6,61}$	$\frac{5,79}{5,65}$	$\frac{6,02}{5,63}$	-	-6,9	2,5	7,0
			10887	$\frac{5,53}{-}$	$\frac{5,69}{5,78}$	$\frac{5,51}{6,19}$	$\frac{5,58}{6,02}$	-	-1,5	-11,0	-7,3
Кайнозой	Джил-Сатанахчский интрузив, Армения	Габбро	10871	$\frac{6,92}{5,58}$	-	$\frac{5,74}{6,14}$	$\frac{6,42}{5,86}$	24,0	-	-6,5	13,0
			10872	-	-	$\frac{4,34}{5,87}$	$\frac{3,82}{5,75}$	-	-	-24,4	-33,4
Кайнозой	Адаптинский интрузив, Армения	Габбро	10873	$\frac{5,99}{6,67}$	$\frac{6,22}{-}$	$\frac{6,07}{5,77}$	$\frac{6,0}{6,22}$	-10,9	5,2	-	3,5
			10874	$\frac{5,39}{4,38}$	$\frac{5,43}{5,68}$	$\frac{5,35}{5,99}$	$\frac{5,40}{5,45}$	20,8	-4,4	-9,0	-0,9
			10875	$\frac{6,07}{4,71}$	$\frac{6,00}{5,09}$	$\frac{5,80}{5,15}$	$\frac{5,96}{4,73}$	29,0	17,8	12,6	26,0

* В числителе - скорость V_p в породе, в знаменателе - в массиве.

ния с расстоянием между приемниками 2,5-5 см, при этом волны прослеживались на расстоянии до 25 см. Ориентировку профилей наблюдения упругих волн принимали в соответствии с методикой, показанной на рис. 1. Измерения производили при помощи ультразвукового прибора ИПА, датчиками сегнетовой соли с основной частотой 140-270 кгц. После замеров скоростей в обнажении из этих пород отбирали образцы с сохранением ориентировки профилей для измерения упругих волн в этих же направлениях в лаборатории, но уже в ненагруженном состоянии.

Рассмотрим скорости упругих волн в массивах интрузивных, метаморфических и вулканогенных пород на примере Кавказа. Интрузивные образования, в которых исследовались скорости, представлены породами разного состава и возраста (табл. 2). В обнажении породы выглядят монолитными. Средние значения скорости V_p в массиве бывают равны, меньше или больше скоростей в образцах и не превышают 10%. В редких случаях разница скоростей бывает

V_p , км/сек				Отклонение, %			
плоскость			среднее по породе	плоскость			среднее по породе
xy	xz	yz		xy	xz	yz	
$\frac{5,25}{6,43}$	$\frac{5,71}{-}$	$\frac{5,27}{5,13}$	$\frac{5,42}{6,33}$	-18,3	-	2,7	-14,4
$\frac{5,82}{6,01}$	$\frac{5,59}{5,56}$	$\frac{5,85}{5,66}$	$\frac{5,76}{5,60}$	-3,1	0,5	3,3	2,8
$\frac{6,09}{-}$	$\frac{6,16}{6,61}$	$\frac{5,79}{5,65}$	$\frac{6,02}{5,63}$	-	-6,9	2,5	7,0
$\frac{5,53}{-}$	$\frac{5,69}{5,78}$	$\frac{5,51}{6,19}$	$\frac{5,58}{6,02}$	-	-1,5	-11,0	-7,3
$\frac{6,92}{5,58}$	-	$\frac{5,74}{6,14}$	$\frac{6,42}{5,86}$	24,0	-	-6,5	13,0
-	-	$\frac{4,34}{5,87}$	$\frac{3,82}{5,75}$	-	-	-24,4	-33,4
$\frac{5,99}{6,67}$	$\frac{6,22}{-}$	$\frac{6,07}{5,77}$	$\frac{6,0}{6,22}$	-10,9	5,2	-	3,5
$\frac{5,39}{4,38}$	$\frac{5,43}{5,68}$	$\frac{5,35}{5,99}$	$\frac{5,40}{5,45}$	20,8	-4,4	-9,0	-0,9
$\frac{6,07}{4,71}$	$\frac{6,00}{5,09}$	$\frac{5,80}{5,15}$	$\frac{5,96}{4,73}$	29,0	17,8	12,6	26,0

Таблица 3

Скорости V_p в массиве и в образцах метаморфических и вулканогенных

Возраст	Место нахождения	Порода	Номер образца, обнажения
Протерозой	Арзаканская свита, Армения	Кварц-сланцевые сланцы	10884
			10888
Кембрий	Уаунгюнейская свита, Армения	Слюдяные сланцы	10881
			10885
Эоцен	Нахичевань	Лавы андезитового состава	10862
			10863

* В числителе - скорость V_p в образце, в знаменателе - в массиве.

больше, например, в серпентините из Беденского интрузива (обн. 10898) в естественных обнажениях V_p на 14% больше, чем в образцах; увеличение скорости V_p при равенстве состава, пористости и степени измененности может произойти только в связи с напряженным состоянием пород на этих участках. Как видно из табл. 2, повышение скорости в массивах происходит неравномерно и не на всех направлениях (в серпентините - только на плоскости yz).

Для некоторых пород, например габбро (обн. 10875) из Западно-Шоржихинского интрузива, наоборот, скорость V_p на 26% больше в образце.

Увеличение скорости в образцах связано с тем, что в естественном залегании из-за трещиноватости породы находятся в ненагруженном состоянии, а в образцах трещиноватость меньше, поскольку для измерений годятся только монолиты. В метаморфических образованиях в обнажениях скорости измеряли в кварц-сланцевых сланцах протерозоя и слюдяных сланцах кембрия из Арзаканского кристаллического массива в Армении. Скорости продольных волн для них приведены в табл. 3. Для метаморфических сланцев

пород Кавказа*

V_p , км/сек				Отклонение, %			
плоскость			среднее по породе	плоскость			по всей породе
xu	xz	yz		xu	xz	yz	
$\frac{5,12}{5,0}$	-	$\frac{5,21}{4,71}$	$\frac{5,14}{4,85}$	2,4	-	10,6	6,0
$\frac{4,35}{4,14}$	$\frac{3,86}{-}$	$\frac{2,66}{5,33}$	$\frac{3,54}{4,74}$	5,1	-	-50,1	-25,3
$\frac{3,7}{-}$	$\frac{3,0}{-}$	$\frac{2,8}{4,92}$	$\frac{3,17}{4,92}$	-	-	-41	-36
$\frac{5,21}{4,62}$	$\frac{5,23}{-}$	$\frac{4,89}{-}$	$\frac{5,11}{4,62}$	13	-	-	10
$\frac{4,67}{4,74}$	$\frac{4,83}{-}$	$\frac{4,83}{-}$	$\frac{4,79}{4,75}$	-15	-	-	0,8
$\frac{5,37}{-}$	$\frac{5,17}{4,76}$	$\frac{5,3}{-}$	$\frac{5,28}{4,76}$	-	6	-	8

разница средних значений V_p в массиве и образце достигает 36%, для отдельных плоскостей - до 50% (обн. 10888). Для сланцев, как и для интрузивных пород, увеличение скорости связано с напряженным состоянием, а уменьшение - с трещиноватостью. Измерение скорости V_p в лавах андезитового состава, лежащих на поверхности, проводили в районе рудника Парагачай в Нахичеванской АССР. В обнажении 10862 разница скоростей продольных волн в массиве и образце небольшая и колеблется в пределах ошибки измерений метода.

В другой точке (обн. 10863) скорость V_p в образце на 8% больше, чем в массиве. Таким образом, средние скорости продольных волн в массивах горных пород по сравнению с образцами могут быть больше, равны или меньше. В тех случаях, когда породы не имеют нарушений сплошности и находятся под напряжением, то скорость продольных волн повышается. Повышение скорости может происходить и на поверхности под действием боковых давлений при тектонических напряжениях (Звягинцев, 1972). В участках с сильно развитой трещиноватостью породы обычно ненагружены, и скорость в массиве меньше, чем в монолитных образцах.

Накопленный материал свидетельствует, что горные породы обладают анизотропией упругих свойств. При изучении упругой анизотропии нами различается анизотропия в условиях атмосферного давления и анизотропия, возникшая при напряженном состоянии. При атмосферном давлении анизотропия упругих свойств – величина постоянная. Под нагрузкой характер анизотропии может меняться в зависимости от напряженного состояния.

В работах последнего времени упругая анизотропия рассматривалась с разных точек зрения (Мячкин, Соловьева, 1961; Звягинцев и др., 1966; Силаева, Баюк, 1967; Babuska, 1968; Афанасьев и др., 1969; Звягинцев, Баюк, 1969; Звягинцев и др., 1970; Беликов и др., 1970; Лебедев и др., 1972; Звягинцев, 1971, 1973; Старостин, 1973). Ниже приводятся данные по анизотропии упругих свойств при атмосферном давлении и напряженном состоянии в условиях одноосного сжатия и всестороннего давления.

Анизотропия упругих свойств в атмосферных условиях на примере карбонатных пород

Поскольку анизотропия в отдельном кристалле зависит от строения его кристаллической решетки, а в породе – от расположения минеральных составляющих и направления поровых каналов и трещиноватости, то при выяснении причин, определяющих упругую анизотропию, на первый план выступает установление главных факторов анизотропии. Для горной породы несомненный интерес представляет природа анизотропии упругих свойств, т.е. нахождение зависимости между упругими свойствами и геолого-петроструктурными особенностями.

Методика эксперимента. Для исследований были взяты породы, прошедшие разные стадии вторичных преобразований после их формирования: мраморы (обр. 7276, 7274), гонкозернистые доломиты (обр. 7251) и пелитоморфные известняки (обр. 7270, 8643).

Изучение скоростей упругих волн проводили методом профилирования на блоках, лишенных трещиноватости, с длиной ребра 15 см, которые отбирали с учетом элементов залегания. Ориентировка образца для последующих построений в системе прямоугольных координат и профили наблюдения упругих волн на плоскостях располагали, как показано на рис. 1. Описание упругих свойств производили с помощью скоростей, продольных волн (V_p). Характеристика упругого состояния породы давалась в виде радиусов векторов, длины которых отвечали величине V_p в соответствующих направлениях. Определение ориентировки кристаллитов в образце производилось рентгеновской аппаратурой по методу "обратной" полосной фигуры (Левушкин, 1969), на дифрактометре УРС-50 ИМ с использованием присавки ПП-4. Преимущество этого метода перед петроструктур-

ным анализом заключается в возможности количественной оценки ориентировок кристаллитов в тонкозернистых породах. Образцы для рентгенометрических исследований изготавливали в форме кубика с длиной ребра 20 мм, при этом сохранялась та же ориентировка, что и при исследовании упругих свойств. Для каждого образца было изготовлено по 3 кубика. Перед съемкой поверхности кубиков програвливали в течение 30 сек в 10% растворе HCl для устранения нарушенного во время резки и шлифовки поверхностного слоя. Съемку производили на железном характеристическом излучении. Минимально облучаемая поверхность составляла 40 мм². В качестве эталона сравнения (образец без текстуры) использовали порошок, который приготавливали из исследуемых объектов (для каждого образца истирался один из кубиков, предварительно отснятый). Полюсные фигуры для определения индексов оси текстуры строили по усредненным данным для серии из трех образцов. Подсчет ориентировки кристаллитов получали на основе экспериментальных данных, исходя из графика $M = f(\alpha)$, где M — отношение интенсивностей для данной системы интерференций, α — угол между направлением [0001] и нормалью к рассматриваемой атомной плоскости. Структурная диаграмма на плоскости xz характеризует преимущественную ориентировку кристаллитов по оси z или по направлению профилей на плоскостях xz и yz , на плоскости xz — по оси y или по профилям на плоскости xy и yz , а на плоскости yz — по оси x или по профилям на плоскостях xy и xz .

Результаты экспериментов. Основными динамическими упругими параметрами являются векторы скорости продольных волн (табл. 4). Структурная характеристика дается в виде количественной оценки ориентировки кристаллитов на диаграммах, построенных с помощью рентгенометрического анализа. Поровое пространство оценивается объемным показателем эффективной пористости и проницаемостью в выбранном направлении (см. табл. 6).

Исследуемые мраморы (обр. 7276 и 7274) нижнего карбона взяты из Лопогского карьера Грузии.

Мрамор (обр. 7276) характеризуется гранобластовой структурой и сложен зернами кальцита размером 0,1–1 мм. Рентгенографический анализ ориентировки кристаллов показал тенденцию к образованию ориентировки с индексами [0110] и частными максимумами [0112], [2134], [1232], [1120] параллельно оси z . По линии падения (ось y) увеличивается число кристаллов с отражающими плоскостями (угол равен 60°). Здесь отмечаются два максимума — [1123] и [1232]. Имея такие ориентировки на двух гранях куба, можно предполагать максимум с индексами [0001] по оси x (линия простирания), что и подтвердилось экспериментально (рис. 8, а). Построение векторных диаграмм скоростей продольных волн показывает, что мраморы анизотропны. Наибольшая анизотропия отмечается на плоскости xy . На ней минимальный вектор 1 совпадает с линией простирания, максимальный, 2, — с линией падения. В плоскости xz порода слабо анизотропна,

Таблица 4

Значения скоростей V_p (в км/сек) в образцах карбонатных пород

Порода	Номер образца	Ориентировка	Скорость V_p по профилям наблюдения				
			1	2	3	4	5
Мрамор	7276	xy	5,24	6,24	-	6,07	6,02
		xz	5,72	-	5,96	-	-
		yz	-	5,96	6,12	5,96	6,34
	7274	xy	6,32	6,52	-	6,86	6,20
		xz	6,46	-	5,20	5,96	6,02
		yz	-	6,54	5,58	5,8	5,86
Доломит	7251	xy	5,18	4,96	-	4,93	4,97
		xz	5,16	-	5,20	5,11	5,08
		yz	-	5,18	4,76	4,7	4,64
Известняки	7270	xy	5,70	5,1	-	4,76	5,90
		xz	5,19	-	5,29	5,27	5,28
		yz	-	5,24	5,43	5,08	5,24
	8643	xy	5,66	5,02	-	5,54	5,30
		xz	4,70	-	5,18	-	-
		yz	-	4,88	5,64	5,45	5,50

но наименьший вектор 1 совпадает с линией простирания. В плоскости yz наименьший вектор 2 совпадает с линией падения.

Мрамор из обр. 7274 сложен зернами кальцита и редко - кварца (около 3%). Зерна кальцита размером 0,1-1 мм обладают двойниковым строением. Рентгенографическое исследование выявило общую тенденцию к образованию преимущественной ориентировки по оси x с индексами $[12\bar{3}2]$ и $[11\bar{2}0]$ в плоскости напластования, а по оси y - по направлениям $[10\bar{1}1]$ и $[13\bar{4}4]$. По оси z наблюдается нечетко выраженная ориентировка кристаллов с индексами $[01\bar{1}8]$.

На векториальной диаграмме скоростей продольных волн на плоскости xy отчетливо видно, что порода слабо анизотропна. Максимальное значение совпадает с линией падения (профиль 2). На плоскостях xz и yz отмечается резкая анизотропия. Векторы 3 скорости V_p с наименьшими значениями совпадают с линией, перпендикулярной напластованию.

Доломит (обр. 7251) тонкозернистый, верхнеюрского возраста, отобран в районе р. Андийское Койсу в Дагестане. Он сложен изометричными зернами доломита размером 0,01 мм и менее. Рентгенометрический анализ ориентировки кристаллитов показывает вдоль

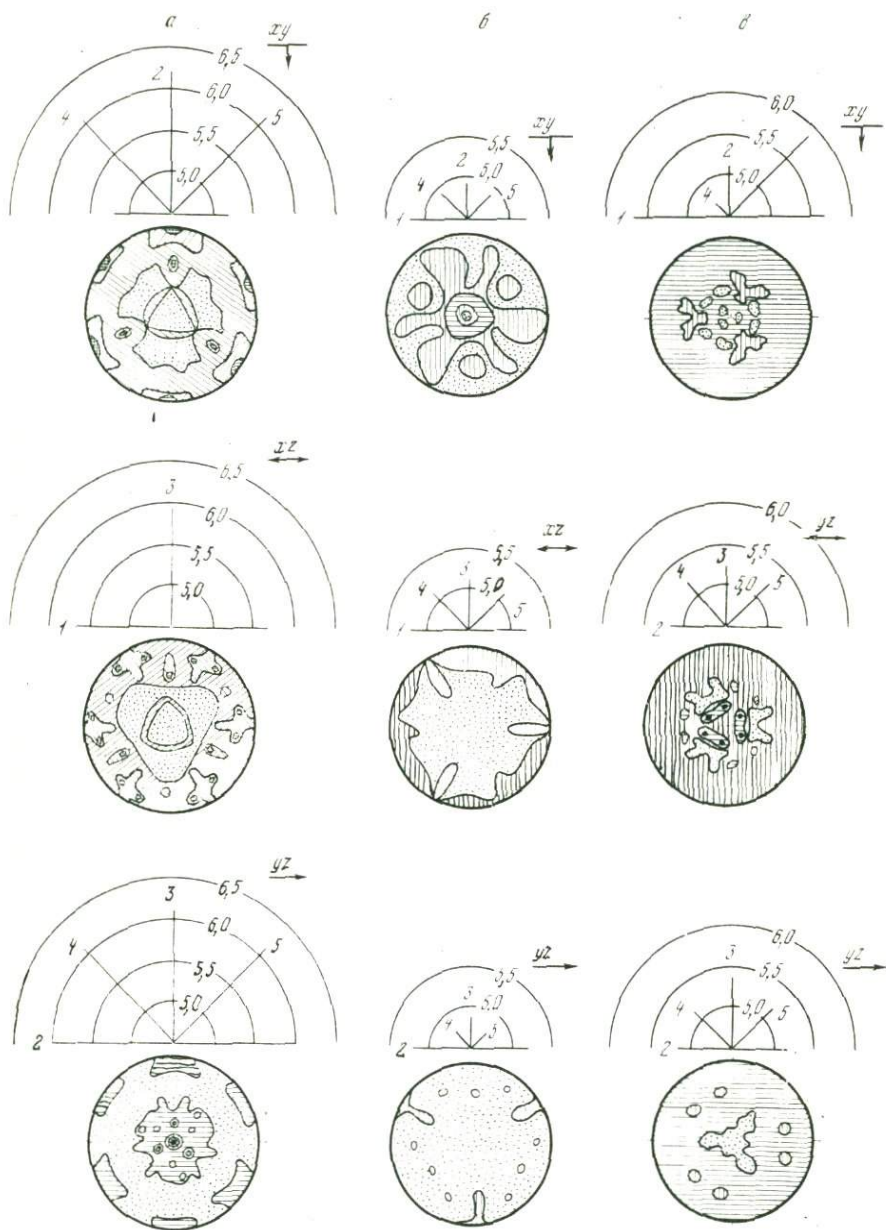


Рис. 8. Векториальное распределение скорости V_p и направления преимущественной ориентировки кристаллов кальцита в мраморе (а), кристаллов доломита в доломите (б), кристаллитов кальцита в пелитоморфном известняке (в)

оси z : направление с индексами $[01\bar{1}8]$. По оси x наблюдается тенденция к преимущественной ориентировке кристаллитов по направлениям $[10\bar{1}0]$ и $[11\bar{2}0]$. Наконец, по оси y порода в общем изотропна с небольшим максимумом по $[11\bar{2}0]$.

Векторы скоростей на плоскости xu достигают максимального значения по линии простирания (профиль 1). Векторы 2, 4 и 5 почти равны между собой. На плоскости xz таких резких колебаний значения векторов по разным направлениям нет. На плоскости yz отмечается резко выраженный максимальный вектор по падению — профиль 2 (рис. 8, б).

Известняки (обр. 7270, 8643) пелитоморфные, верхнеюрского возраста, отобраны в районе сел. Анды в Дагестане.

Известняк (обр. 7270) сложен криптокристаллическими зернами кальцита. Рентгенометрический анализ показывает два небольших максимума в направлении оси z для индексов $[01\bar{1}5]$ и $[12\bar{3}8]$. По оси y выделяется максимум для $[11\bar{2},12]$ и $[12\bar{3}8]$. По оси x наблюдается небольшой максимум для $[12\bar{3}5]$.

По упругим свойствам наибольшая анизотропия наблюдается на плоскости xu , где максимальный вектор 5 лежит под углом 45° к линии простирания. Несколько меньший вектор 1 совпадает с простиранием, минимальный вектор 4, как и максимальный, не совпадает с линией простирания. На плоскости xu значения векторов скорости V_p мало отличаются друг от друга и порода почти изотропна. На плоскости ux большого различия между значениями векторов не отмечается, порода слабо анизотропна, хотя наибольший вектор направлен перпендикулярно напластованию (рис. 8, в).

Известняк (обр. 8643) сложен криптокристаллическими зернами кальцита. Рентгенометрическим анализом фиксируются небольшие максимумы для $[10\bar{1}1]$, $[11\bar{2}0]$ и $[00\bar{0}1]$ параллельно оси z . В направлении оси y также отмечается максимум для $[10\bar{1}1]$, $[11\bar{2}0]$ и $[00\bar{0}1]$. Несколько более четкая ориентировка по $[00\bar{0}1]$ прослеживается вдоль оси x , но одновременно намечаются максимумы и для направлений $[12\bar{3}2]$, $[21\bar{3}1]$ и $[11\bar{2}0]$. В целом нужно отметить, что по осям x и y наблюдаются повышенные максимумы ориентировок осей кальцита.

Векториальные значения скоростей продольных волн имеют четко выраженную тенденцию, заключающуюся в том, что на плоскостях xz и yz векторы 3 с максимальными значениями направлены перпендикулярно напластованию. Однако на плоскости xu максимальный вектор 1 совпадает с линией простирания.

Обсуждение результатов. Исследованные породы мономинеральны и состоят обычно из кальцита или доломита. Для кристаллов этих минералов скорость продольных волн в направлении оптической оси $[00\bar{0}1]$ значительно меньше, чем в направлении, перпендикулярном оптической оси $[10\bar{1}0]$. По данным Песельника и Роби (Peselnik, Robie, 1963), для кальцита по оси $[00\bar{0}1]$ скорость $V_p = 5330$ м/сек, а по оси $[10\bar{1}0]$ скорость $V_p = 7340$ м/сек, причем ошибка изме-

рений не превышает 0,2%. Эти два направления были использованы при дальнейших построениях.

Обобщение результатов рентгенографического анализа для мрамора (обр. 7276) показывает, что преимущественная линейная ориентировка кристаллов кальцита по оптической оси совпадает с линией простирания (ось x). Скорости продольных волн по линии простирания (векторы 1 на плоскостях xu и xz) равны 5,24–5,72 км/сек, что значительно меньше, чем по линии падения (6,12–5,96 км/сек).

Для мрамора (обр. 7274) размытый максимум оптических осей кристаллов совпадает с линией, перпендикулярной напластованию (ось z). По этому направлению скорости продольных волн (профили 3 на плоскостях xz и yz) намного меньше (5,52–5,58 км/сек), чем по линии простирания (6,32–6,46 км/сек) и падения (6,52–6,54 км/сек). В связи с тем, что мраморы имеют сравнительно малую пористость, равную 0,36–0,53%, влияние ее (определяемое проницаемостью) исключается (табл. 5).

В доломите (обр. 7251) четко выражены два максимума ориентировки оптических осей. Одна из них наклонена к оси z под углом 30° , другая – под углом 40° ; при этом значение вектора 5 на плоскости yz оказалось наименьшим. Исходя из такого расположения кристаллов, следовало ожидать, что вектор 4 на той же плоскости должен быть наибольшим, однако экспериментальные данные этого не подтверждают. Возможно, для упругой анизотропии в доломитах первостепенную роль играет слоистость, поскольку векторы 1 на плоскостях xu и xz и вектор 2 на плоскости yz , лежащие в плоскости напластования по сравнению с другими имеют максимальное значение. Если бы это было так, то на плоскости xz векторы 3, 4 и 5 должны были бы иметь меньшие показатели, однако они равны вектору 1. При изучении шлифов слоистость также не отмечается. Из анализа пористости и проницаемости видно, что доломиты имеют повышенную пористость (14,28%) и резко выраженную анизотропию проницаемости, которая по оси x равна 0,19 м, а по осям y и z увеличивается до 0,34 и 0,37 мд соответственно. Такая проницаемость на плоскости xu предполагает большие значения вектора 2 скоростей V_p по сравнению с вектором 1, в действительности наблюдаются обратные их соотношения. В то же время на плоскости xz показатели анизотропии проницаемости согласуются со значениями скоростей продольных волн. Таким образом, для доломитов анизотропия скоростей продольных волн зависит в равной мере и от структуры, и от пористости.

Известняк (обр. 7270) по рентгенометрическим данным слабо анизотропен. Отмечается небольшая ориентировка оптических осей кристаллитов в направлении профиля 4 на плоскости xu , но по отношению к ней самой они наклонены под углом 45° . По направлению профиля 4 скорость V_p меньше (4,76 км/сек), чем по направлению профиля 5 (5,80 км/сек). При такой ориентировке кристаллитов значение вектора 4 скорости V_p на плоскости z должно быть меньше, чем вектора 5. В действительности они равны между со-

Таблица 5

Значение пористости и проницаемости для карбонатных пород

Номер образца	ρ , г/см ³	Π эфф, %	Проницаемость, мд		
			x	y	z
7276	2,69	0,53	0,00001	0,001	0,001
7274	2,70	0,36	0,0002	0,00007	0,0002
7251	2,40	14,28	0,19	0,34	0,37
7270	2,51	7,16	0,001	0,002	0,0002
8643	2,58	4,48	0,0001	0,00004	0,0001

Таблица 6

Анизотропия упругих свойств карбонатных пород

Номер образца	$V_{p_{cp}}$, км/сек	$V_{p_{min}}$, км/сек	$V_{p_{max}}$, км/сек	Анизотропия V_p , %
				$A = \frac{V_{p_{max}} - V_{p_{min}}}{V_{p_{max}}} \cdot 100\%$
7276	5,97	5,24	6,34	17,3
7274	6,03	5,20	6,54	20,5
7251	4,99	4,64	5,20	10,7
7270	5,29	4,76	5,90	19,3
8643	5,28	4,70	5,66	16,9

бой. Известняк при сравнительно большой пористости (7,16%) обладает резко выраженной анизотропией проницаемости (0,0002 мд) по оси z и значительно большей – по осям x (0,001 мд) и y (0,002 мд). Влияние резко различной проницаемости между осями x и y, с одной стороны, и осью z – с другой, таково, что величина вектора 3 на плоскостях xz и yz хотя и незначительно, но больше векторов 1 и 2 на тех же плоскостях. Приведенные данные показывают, что в известняке (обр. 7270) упругая анизотропия зависит не столько от упорядоченности кристаллитов, сколько от неравномерного распределения открытой пористости.

В известняке (обр. 8643) по данным рентгенометрического анализа отмечается небольшой максимум ориентировки кристалли-

гов по [0001] в плоскости напластования (ось y). На упругих же свойствах в плоскостях xu и uz это отразилось резкой анизотропией, причем в направлении падения вектор 2 скорости V_p меньше (5,02–4,88 км/сек), чем вектор 1 (5,66 км/сек) на плоскости xu . Известняк имеет пористость, равную 4,48%. Проницаемость сравнительно мала, причем по оси y наименьшая – 0,00004 мд, а по осям x и z – 0,0001 мд. Слабая анизотропия проницаемости, несмотря на относительно большую пористость, объясняется большим количеством замкнутых и полузамкнутых пор, которые мало влияют на скорость прохождения упругих волн (Birch, 1960). Таким образом, анизотропия скоростей продольных волн в известняке (обр. 8643) объясняется только ориентировкой кристаллитов кальцита.

Проведенные измерения скорости продольных волн показывают, что в каждой из исследованных пород есть направления, которые резко отличаются по значению скорости. В табл. 6 приведены крайние и средние значения скорости V_p , а также вычислена их анизотропия для породы. Как видно, разница между максимальными и минимальными значениями составляет для мраморов 1100–1340 м/сек, или 17–20%. Для доломитов и известняков V_p колеблется от 560 до 1140 м/сек, что составляет 10–19%. Не всегда крайние значения скорости совпадают с элементами залегания пласта. Обычно анизотропия между направлениями x – y или y – z меньше, чем анизотропия между максимальным и минимальным значениями. Только в редких случаях, например в мраморе обр. 7276, анизотропия между максимальным и минимальным значением, с одной стороны, и простиранием и падением – с другой, отличается всего на 1%. Причины, вызвавшие упругую анизотропию в исследованных породах, связаны с рядом факторов. Так, мраморы в результате глубинного метаморфизма сильно уплотнились, что, в свою очередь, привело к сравнительно ничтожным значениям пористости, равной 0,36–0,53%. Стадии пластических деформаций (перекристаллизация) под действием стресса в мраморах выразились в возникновении ориентировки кристаллов, подчиняющихся правилу упорядоченности. Как видно из эксперимента, для мраморов анизотропия упругих волн зависит от степени упорядоченности минералов, пористость играет резко подчиненную роль.

Доломиты и известняки после формирования прошли только стадию диагенеза. Для них характерны относительно беспорядочное расположение кристаллитов в породе и сравнительно большая пористость (4–15%). Для данных пород, как и для мраморов, фактором, определяющим возникновение упругой анизотропии, следует считать ориентировку кристаллитов. По мере уменьшения упорядоченности в структуре, т.е. по мере приближения ее к изотропному состоянию в структурном отношении, анизотропия упругих свойств не исчезает. Причина ее возникновения связана с неравномерным распределением пористости в породе.

Влияние одноосного сжатия на анизотропию упругих свойств

Анизотропия упругих свойств, возникающая под нагрузкой, является следствием перераспределения напряжений. Она понимается как результат механических движений, не переходящих предела упругости под действием нагружения, приложенного к поверхности (Звягинцев, 1971, 1973). Следовательно, анизотропия, возникающая под напряжением, будет накладываться на анизотропию, связанную со строением породы. Исследование анизотропных упругих свойств под действием одноосного сжатия позволяет судить об упругом поведении горных пород в условиях стресса.

Методика эксперимента. Одноосному сжатию подвергались образцы, вырезанные в форме куба с размером ребра 15 см. Для измерения скорости продольных волн применялся метод профилирования ультразвуковыми приборами — датчиками сегнетовой соли с основной частотой 140 кгц. Как показывает теория упругости (Кузнецов, 1941), шар, вписанный в недеформированное тело, под действием давления, вызывающего неоднородную деформацию, должен превратиться в трехосный эллипсоид деформации. Оси деформации обозначаются буквами: А — наибольшая, В — средняя, С — наименьшая. Оси деформации совпадают с осями напряжения (рис. 9). При эксперименте два главных напряжения равны атмосферному, при этом напряженное состояние является одноосным. В образце по оси С вдоль приложения нагрузки будет сжатие, по осям А и В, т.е. перпендикулярно нагрузке, — растяжение. В соответствии с этим на плоскости, параллельной направлению давления, т.е. на грани куба, скорости продольных волн замерялись по двум главным профилям. С помощью первого, вертикального, проходящего через центр грани образца, параллельно оси главного напряжения, получена V_p по оси С (сжатие); по второму профилю, также проходящему через центр грани, но перпендикулярно направлению давления, — скорость V_p по оси А (растяжение). Два дополнительных профиля проходили через центр грани под углом 45° к оси С. Нагрузку на образец доводили до $1/3$ величины предела прочности при сжатии.

При обработке экспериментальных данных использовали средние значения скорости продольных волн, полученные при нагрузке и разгрузке. На примере кварцевых диоритов (обр. 7913) показаны кривые зависимости изменения скорости V_p от давления по разным направлениям (рис. 10). Для всех направлений отмечается увеличение скорости при нагружении, но приращения вдоль каждого из них различны. Параллельно приложению нагрузки (V_{pC}) приращение при одном и том же давлении гораздо больше, чем в направлении, перпендикулярном нагрузке (V_{pA}). График изменения скорости по профилю, направленному под углом 45° к оси С (V_{pC}), занимает промежуточное положение. Характер кривых всех исследованных пород одинаков.

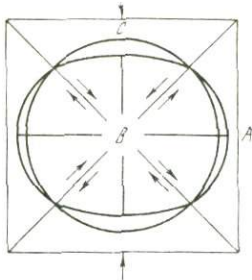


Рис. 9. Деформация кубического образца при одноосном сжатии
А, В, С - оси деформации

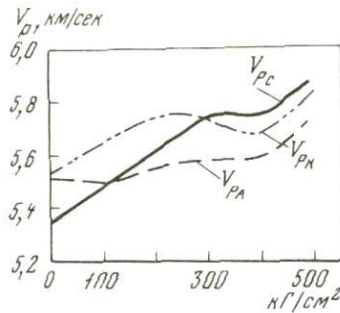


Рис. 10. График изменения скорости продольных волн в кварцевом диорите при одноосном сжатии

V_{pC} - скорость вдоль оси сжатия; V_{pA} - вдоль оси растяжения;
 V_{pK} - в направлении 45° к оси сжатия

Коэффициент анизотропии вычислялся по формуле $A = V_{pA} / V_{pC}$, где V_{pA} - скорость продольных волн вдоль оси А, а V_{pC} - вдоль оси С; при $A=1$ порода изотропна по упругим свойствам, а при $1 < A > 1$ - анизотропна. Можно допустить, как это принято в геофизической литературе (Силаева, Баюк, 1967), что при $A < 1$ анизотропия скорости V_p отрицательна, а при $A > 1$ - положительна. Образцы вырезали таким образом, чтобы преимущественная ориентировка минеральных составляющих была параллельна одной из осей напряжения.

Экспериментальные результаты. Исследовали породы различного состава, формировавшиеся в разных условиях: кварцевый диорит, песчаник и пелитоморфный известняк. Изменение коэффициента анизотропии в образцах горных пород при одноосном сжатии показано в табл. 7.

Кварцевый диорит (обр. 7913) имеет кристаллическое строение, состоит из следующих минералов (в %): андезин № 30-47 (67), ортоклаз (14), кварц (11,5), пироксен (3,5), роговая обманка (3,5), биотит (3,5), акцессорные минералы (1). Характеризуется порфиroidной структурой, слабо полосчатой гекстурой, обусловленной ориентировкой геммоцветных минералов; пористость составляет 0,88%. Приложение нагрузки на образец производили по двум направлениям. При первом нагружении образец ориентировался так, что большее значение скорости при атмосферном давлении было вдоль приложения нагрузки (ось С). В этом случае порода отрицательно анизотропна, с коэффициентом, равным 0,95. Нагружение до 500 кг/см^2 показало, что изменение скорости по двум направлениям происходило с некоторой тенденцией большего приращения по оси С. Коэффициент анизотропии все время оставался меньше 1 с общей

Таблица 7

Коэффициенты анизотропии скорости продольных волн (A) в образцах горных пород при одноосном сжатии

Номер образца	Порода	Давление, кг/см ²							
		1	100	200	250	300	400	500	750
7913	Кварцевый диорит	0,95	0,95	0,89	-	0,93	0,92	0,94	-
		1,03	1,0	0,99	-	0,97	0,97	0,97	-
7261	Песчаник	0,9	0,94	0,94	-	0,95	0,94	0,91	-
7266	Известняк пелигоморфный	1,04	1,02	-	1,0	-	-	1,0	0,98

Примечание. Анизотропия $\frac{V_{pA}}{V_{pC}}$.

закономерностью уменьшения по абсолютному значению (рис.11, а). Перед вторым нагружением образец был повернут так, что скорость по оси С была меньше, чем по оси А. При такой ориентировке анизотропия положительная, коэффициент $A = 1,03$. Под давлением наблюдается резкое увеличение скорости по оси С, в то время как по оси А скорость повышалась меньше. Таким образом, уже при давлении 100 кг/см² порода стала изотропной по упругим свойствам, а затем анизотропной с уменьшением коэффициента от 0,99 при 200 кг/см² до 0,97 при давлении 500 кг/см² (см.рис.11, а).

Приведенные данные показывают, что изменение коэффициента анизотропии (от $A > 1$ до $A < 1$) происходит при такой ориентировке образца, когда вдоль приложения нагрузки при атмосферном давлении скорость продольной волны меньше, а преимущественная ориентировка минералов перпендикулярна оси давления.

Песчаник (обр. 7261) мелкозернистый, кварц-глинистого состава. Обломочная фракция составляет 60%, цемент - 40%. Среди обломков отмечены (в %): кварц (50), глинистый материал (40) и гематит (10). Цемент беспорядочно зернистый, глинисто-кварцевый с примесью гематита, карбоната и слюды. Пористость песчаника - 1,63%. Нагрузка на образец прикладывалась параллельно слоистости; при этом вдоль оси С скорость больше, чем вдоль оси А. Вычисленный по формуле коэффициент анизотропии при атмосферном давлении равен 0,9. При нагрузке до давления 300 кг/см² отмечено некоторое возрастание коэффициента (до 0,95), затем постепенное уменьшение; при нагрузке 500 кг/см² он почти равен коэффициенту при атмосферном давлении (см. рис. 11, б). Таким образом, для песчаника нагрузка прикладывалась вдоль оси с большим значением скорости V_p при атмосферном давлении. Под нагрузкой

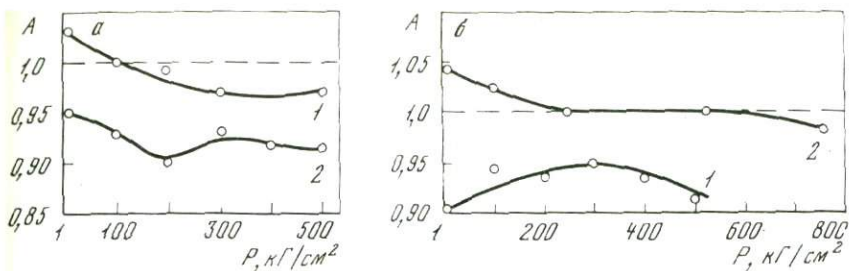


Рис. 11. Изменение коэффициента анизотропии (A) скорости V_p при одноосном сжатии в кварцевом диорите (а) (1 — при атмосферном давлении скорости V_p вдоль оси С больше, чем вдоль оси А; 2 — при атмосферном давлении скорость V_p вдоль оси С меньше, чем вдоль оси А) в песчанике (1) и пелитоморфном известняке (2) (б)

приращение скорости по разным направлениям таково, что коэффициент анизотропии остается все время меньше единицы.

Известняк пелитоморфный (обр. 7266) сложен кристоллическими зернами кальцита размером менее 0,01 мм. Пористость составляет 4,48%. Под прессом образец ориентировался так, что давление было направлено перпендикулярно слоистости. При этом по оси С скорость меньше, чем по оси А; коэффициент анизотропии равен 1,04. Под нагрузкой приращение скорости вдоль оси С происходило гораздо быстрее. В результате при давлении 250 kg/cm^2 скорость продольных волн по осям С и А стала одинаковой и порода приобрела изотропность по упругим свойствам. Такое состояние сохранилось вплоть до приложения давления 500 kg/cm^2 . Повышение давления до 750 kg/cm^2 уменьшило коэффициент анизотропии до 0,98 (см. рис. 11, б). Для известняка, как и для кварцевого диорита, при втором нагружении отмечалось общее уменьшение коэффициента с переходом от положительной к отрицательной анизотропии. Приведенные эксперименты показывают, что скорость продольных волн независимо от генезиса и пористости пород очень чувствительна к стрессовым напряжениям. Изменение анизотропии упругих свойств горных пород в условиях одноосного сжатия зависит не только от напряженного состояния, но и от направления действия нагрузки. По характеру изменения коэффициента анизотропии выделяют два варианта для пород, анизотропных при атмосферном давлении. В первом варианте направление стресса параллельно направлению с меньшим значением скорости продольных волн при атмосферном давлении. Наложение нагрузки приводит к изменению коэффициента упругой анизотропии от положительного до отрицательного. Во втором — стресс параллелен направлению с большим значением скорости продольных волн при атмосферном давлении. Увеличение нагрузки не влияет на изменение коэффициента анизотропии, он все время остается отрицательным.

Влияние всестороннего давления на анизотропию упругих свойств

Соотношение упругих свойств можно выразить через коэффициент анизотропии $A = V_{px}/V_{py}$, где в числителе и знаменателе значения скорости продольных волн по выбранным направлениям при одном и том же давлении. Ориентировка образцов в слоистых породах принималась следующая: V_{px} - по простиранию, V_{py} - по падению,

V_{pz} - перпендикулярно падению. В интрузивных породах образцы также вырезали в трех взаимно перпендикулярных направлениях, где V_{py} всегда параллельно полосчатости или преимущественной ориентировке минералов.

Анализ анизотропии. По характеру изменения коэффициента анизотропии при всестороннем сжатии все породы можно разбить на три группы. Значения коэффициента анизотропии скорости продольных волн представителей этих групп приведен в табл. 8.

Для пород группы I наиболее характерны метаморфизованные образования, представленные кварцитовидными песчаниками (обр. 7288) и мраморами (обр. 7274). При атмосферном давлении кварцитовидный песчаник анизотропен, $A = 1,04$; в мраморе $A = 1,19$. Как видно на рис. 12, а, с повышением давления анизотропность данных пород постепенно уменьшается. При давлении 4000 кг/см² породы изотропны по упругим свойствам и $A = 1$. Породы группы II по условиям образования отличаются от пород группы I. Это осадочные образования, представленные пелитоморфными известняками (обр. 7247) и песчаниками (обр. 7245). При атмосферном давлении известняк анизотропен, $A = 0,92$ (рис. 12, б); при нагрузке 2000 кг/см² $A = 0,98$; при нагрузке до 4000 кг/см² коэффи-

Таблица 8
Коэффициент анизотропии продольных волн (A) в зависимости от

Группа	Порода	Номер образца	Анизотропия
I	Кварцитовый песчаник	7288	V_{py}/V_{pz}
	Мрамор	7274	V_{px}/V_{pz}
II	Пелитоморфный известняк	7247	V_{py}/V_{pz}
	Песчаник	7245	V_{py}/V_{pz}
III	Гранодиорит	7914	V_{py}/V_{pz}
	Доломит известковый	7887	V_{py}/V_{pz}

* Значения скорости продольных волн приведены в работе Звягинцева, Баяк (1969).

ент анизотропии не изменяется. Песчаник при атмосферном давлении также анизотропен, $A = 1,05$. При увеличении нагрузки до 4000 кг/см² анизотропия не уменьшается, $A = 1,05$ (см. рис. 12, в). Породы группы III при атмосферном давлении характеризуются слабо выраженной анизотропией упругих свойств. Это наблюдается как в интрузивных породах, представленных гранодиоритами, так и в осадочных образованиях, например в известковистом доломите. Для гранодиоритов (обр. 7914) при атмосферном давлении $A = 0,99$, а для известковистого доломита (обр. 7887) $A = 1,02$. В гранодиорите с повышением давления отмечается увеличение анизотропности, и при давлении 4000 кг/см² $A = 0,93$. То же отмечается и для известковистого доломита: повышение давления способствует увеличению анизотропии и уменьшению коэффициента ($A = 0,76$) при нагрузке 4000 кг/см² (рис. 12, в). В отличие от пород группы I под напряжением породы приобретают резко выраженную упругую анизотропию.

В породах группы I приращение скорости продольных волн по разным направлениям способствует приведению пород к изотропному состоянию под давлением. Вероятно, это связано с тем, что под напряжением уплотнение межзерновых контактов твердой фазы в разных направлениях неодинаково и при давлении 4000 кг/см² анизотропия структуры исчезает. В породах группы II приращение скорости по разным направлениям происходит равномерно и первоначальная анизотропия их не меняется. Такое поведение пород в условиях всестороннего сжатия показывает, что механические свойства их однородны. Структурная анизотропия под напряжением не исчезает. В группу III входят породы, в которых приращение скорости продольных волн по разным направлениям неравномерно, и в резуль-

всестороннего давления в породах Кавказа *

	Давление, кг/см ²				
	1	500	1000	2000	4000
	1,04	1,02	1,01	1,01	1,00
	1,19	1,11	1,03	1,01	1,00
	0,92	0,96	0,96	0,98	0,98
	1,05	1,05	1,05	1,05	1,05
	0,99	0,95	0,95	0,94	0,94
	1,02	0,90	0,86	0,80	0,76

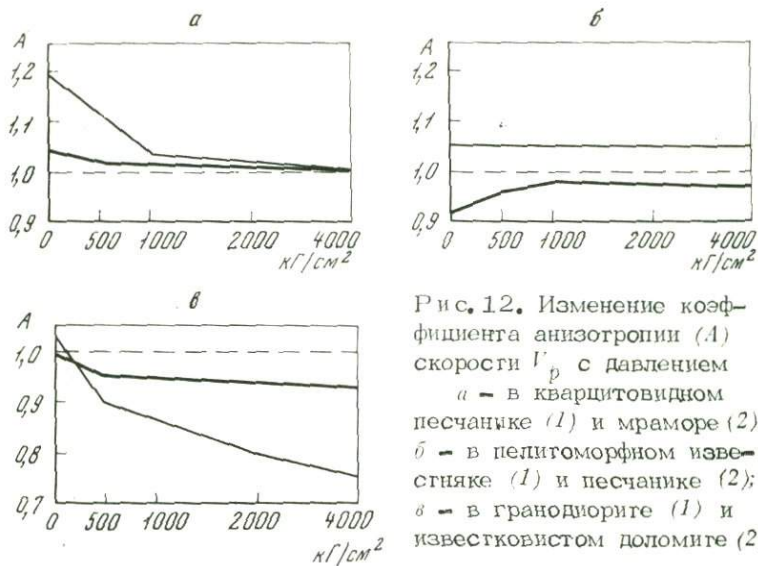


Рис. 12. Изменение коэффициента анизотропии (A) скорости V_p с давлением
 а - в кварцитовидном песчанике (1) и мраморе (2);
 б - в пелитоморфном известняке (1) и песчанике (2);
 в - в гранодиорите (1) и известковистом доломите (2)

гате под давлением анизотропия увеличивается. Как и для пород группы 1, эта особенность связана с разной степенью уплотнения твердой фазы по отдельным направлениям. Однако конечный результат для пород каждой из этих групп различен.

Данные измерения скоростей продольных волн при более высоких давлениях ($10\,000\text{ кг/см}^2$), приводимые Берчем (Birch, 1960) и Христенсенем (Christensen, 1965), подтверждают выводы, полученные на породах Кавказа. Ф. Берч и Н. Христенсен определяли скорости V_p по трем взаимно перпендикулярным направлениям и вычислили коэффициенты анизотропии. К сожалению, этими исследователями для пород не была указана ориентировка векторов скоростей относительно слоистости или текстуры. Из обширной группы пород, исследованных Ф. Берчем, автором были выбраны для подсчета граниты и амфиболит. Для гранитов из Вестерли и Рокпорта при атмосферном давлении отмечается значительная анизотропия. Она особенно велика в граните Рокпорта ($A = 1,15$). При давлении 2000 кг/см^2 оба гранита по упругим свойствам почти изотропны, $A = 1$. При повышении давления до $10\,000\text{ кг/см}^2$ A остается прежним и породы во всем диапазоне давлений продолжают оставаться изотропными (рис. 13). Коэффициент анизотропии амфиболита из Медисон-Каунти составляет $0,84$ при атмосферном давлении, т.е. эта порода сильно анизотропна. При давлении 2000 кг/см^2 $A = 0,9$ и не изменяется вплоть до нагрузки $10\,000\text{ кг/см}^2$.

Н. Христенсен исследовал только метаморфические породы. Первые измерения, выполненные им при нагрузке 100 кг/см^2 , показали анизотропность гнейса из Торрингтон, амфиболита из Бангам и аспидного сланца из Полтней. Коэффициент анизотропии гнейса при этом давлении составляет $0,9$. При давлении 1000 кг/см^2 гнейс

становится изотропным. Повышение давления до $10\ 000\ \text{кг/см}^2$ приводит к увеличению коэффициента до 1,05, что характеризует данную породу как анизотропную, но уже с положительной анизотропией. Коэффициенты анизотропии амфиболита и аспидного сланца при давлении $100\ \text{кг/см}^2$ равны соответственно 1,23 и 1,29. Повышение давления до $10\ 000\ \text{кг/см}^2$ приводит вначале к некоторому уменьшению коэффициентов: 1,11 – для амфиболита и 1,19 – для аспидного сланца (рис. 14). Следовательно, в пределах упругой деформации упругая анизотропия для ряда пород не исчезает при всесторонних давлениях. Это относится как к породам с хорошо выраженной структурной ориентировкой минералов, так и к структурно-изотропным, но с разными механическими свойствами по отдельным направлениям. Пока трудно объяснить увеличение упругой анизотропии для гранодиорита (обр. 7914) и известкового доломита (обр. 7887). Возможно, при больших давлениях она стабилизируется, но это требует дальнейшей проверки.

Упругая анизотропия может сохраняться в условиях всестороннего давления, отвечающих очень большим глубинам. Она не соответствует строго структуре породы, а меняется в зависимости от давления. В приведенных выше данных не учитывалось воздействие температуры. Известно, что с повышением температуры значение показателей упругих свойств пород уменьшается. В таких случаях должны происходить необратимые деформации, в конечном счете приводящие к структурной перестройке. Следовательно, анизотропия после снятия напряжений не будет соответствовать первоначальной. Таким образом, следует различать два вида анизотропии упругих свойств. Первый существует в условиях атмосферного давления как величина постоянная, зависящая от степени упорядоченности структуры породы. Второй вид, возникающий под напряжением, – величина переменная. В условиях всестороннего давления второй вид анизотропии для пород совпадает по направлению с первым. В ряде случаев отмечается возникновение второго вида анизотропии, но с обратным

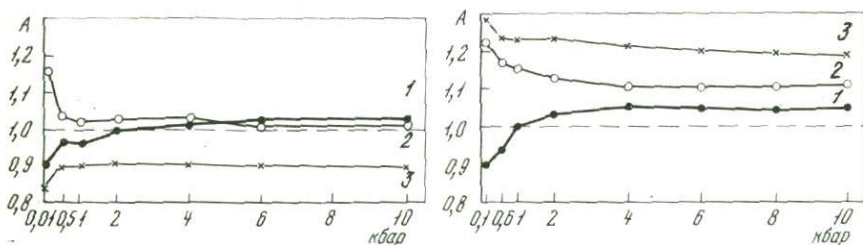


Рис. 13. Изменение коэффициента анизотропии (A) скорости V_p в границах Вестерли (1), Рокпорта (2) и амфиболите Медисон-Каунги (3). Скорость V_p по Берчу (Birch, 1960)

Рис. 14. Изменение коэффициента анизотропии (A) скорости V_p в гнейсе Торрингтон (1), амфиболите Бангам (2) и аспидном сланце Поллней (3). Скорость V_p по Христенсену (Christensen, 1965)

знаком или с приобретением изотропного состояния. В условиях стресса (одноосное сжатие) возникновение анизотропии второго вида (с обратным знаком) возможно в том случае, когда действие стресса параллельно направлению с меньшим значением скорости продольных волн при атмосферном давлении. На основании экспериментов можно предположить, что в верхней части земной коры, где воздействие температур еще сравнительно мало, существуют только неравномерно-всесторонние напряжения, всестороннее давление является частным случаем в этом правиле.

АНАЛИЗ СТРУКТУР

Приложение данных по упругим свойствам пород к анализу геологических структур основывается на том факте, что скорости упругих волн в образце являются функцией не только минерального состава и пористости, но и в разной степени проявленных остаточных деформаций (деформированности), а в массиве еще и напряженного состояния (Звягинцев, 1972). При анализе структур использованы данные по анизотропии скорости распространения продольных волн (V_p) и отношению продольных и поперечных (V_p/V_s). Как было показано ранее (Звягинцев, 1970), анизотропия скорости V_p при атмосферном давлении в одинаковых по составу породах зависит главным образом от степени ориентировки минералов. Совершенно очевидно, что изменение анизотропии упругих свойств в пространстве является следствием структурных преобразований. Принципиальная основа применения параметра отношения продольных и поперечных волн (V_p/V_s) базируется как на сейсмологических наблюдениях (Akira, 1959; Mishimura e.a., 1960), так и на экспериментальных данных (Ржевский и др., 1969; Скорикова, 1969). Многие исследователи считают, что увеличение отношения V_p/V_s обусловлено увеличением энергии продольной волны (уплотнение при сжатии), а уменьшение этого отношения связано с увеличением энергии сдвиговой волны, вызванной растяжением (разуплотнение). Причину этих явлений можно объяснить остаточными деформационными преобразованиями, вызванными локальными хрупкопластическими изменениями на контактах отдельных зерен, что заложено в самой породе вследствие упругой неоднородности минералов (Звягинцев и др., 1972, 1974).

Как было показано выше, горные породы в подавляющем большинстве являются анизотропными телами, поэтому образцы при отборе имели строгую ориентировку относительно элементов залегания пласта. Для идентичности сравнений упругих свойств все построения произведены на данных, полученных из замеров на плоскости yz , параллельной падению и перпендикулярной слоистости. Расположение профилей наблюдения упругих волн на плоскости показано на рис. 1. При измерении упругих волн в породах массива ориентировка плоскостей и профилей наблюдения была такой же, как и в образце.

Измерение скоростей упругих волн проводили методом профилирования. При этом определяли скорости продольных и поверхностных релеевских волн и рассчитывали поперечные. При анализе упругой анизотропии коэффициент анизотропии (A) вычисляли для двух взаимно перпендикулярных направлений по формуле $A_{23} = V_{p2} / V_{p3}$, где V_{p2} — скорость продольных волн на направлении профиля 2 (по слоистости), а V_{p3} — по профилю 3 (перпендикулярно слоистости). Точность измерений скорости продольных волн составляет 2–3%, поэтому породы с дисперсией скорости до 5% принимаются как изотропные, более 5% — анизотропные. Анализ структур показан на примере антиклинальной и синклинали складок, а также моноклинали, осложненной разломом.

Антиклинальная складка (левый берег р. Индийское Койсу в районе пос. Цумада-Урюх, Дагестан) сложена песчаниками тоарского яруса, имеет асимметричное строение. Северо-восточное крыло имеет угол падения 15° , юго-западное — до 75° . Размах крыльев 4,3 м (рис. 15, а). Подобные структуры формируются в процессе тектонической складчатости и сопровождаются скольжением каждого слоя относительно другого при изгибании слоистых толщ. При этом происходит увеличение мощности слоев в шарнирах и уменьшение на крыльях. Складка, образованная песчаниками тоара, действительно имеет повышенную мощность в шарнире и пониженную на крыльях; подстилающие и перекрывающие их аргиллиты рассланцованы.

Отбор блоков из песчаников производили на всю мощность пласта (см. рис. 15, а). Значения скорости упругих волн и упругих параметров для образцов приведены в табл. 9. Изменение среднего значения скорости продольных волн на плоскости уз по всей складке показано на графике, приведенном на рис. 15, а. Из графика видно, что наиболее резкое изменение V_p в сторону уменьшения отмечается в узкой зоне ядра складки, в самом ее шарнире (обр. 8636). Обычно образование антиклинальных складок происходит при неоднородном изгибе, сопровождающемся образованием радиально расположенных трещин разрыва в ядре. Трещины залечены кварцем, но, по-видимому, в породе произошли необратимые явления, выразившиеся в разуплотнении вещества, т.е. нарушении сцеплений между обломочными зернами и цементом. Это сказалось на резком снижении скорости V_p . Близкие значения пористости пород ядра и других частей складки также подтверждают сказанное.

В наиболее удаленном от ядра участке северо-восточного крыла (обр. 8629) вектор максимальных значений скорости проходит параллельно и субпараллельно слоистости. Обычно это характерно для пород, не испытавших существенной структурной переориентировки в процессе геологической истории, при этом коэффициент анизотропии значительно больше единицы. По мере приближения к замковой части коэффициент стремится к единице. В самой замковой части (обр. 8636) анизотропия в общем возрастает, при этом коэф-

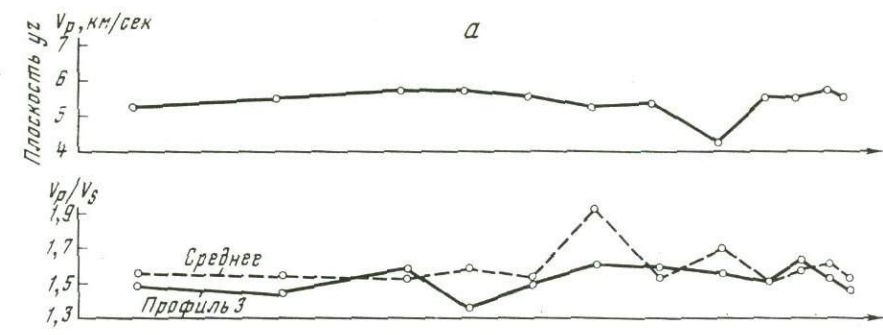


Рис. 15. Изменение упругих свойств песчаников, слагающих антиклинальную складку (а) и пелитоморфных известняков, слагающих синклинальную складку (б)

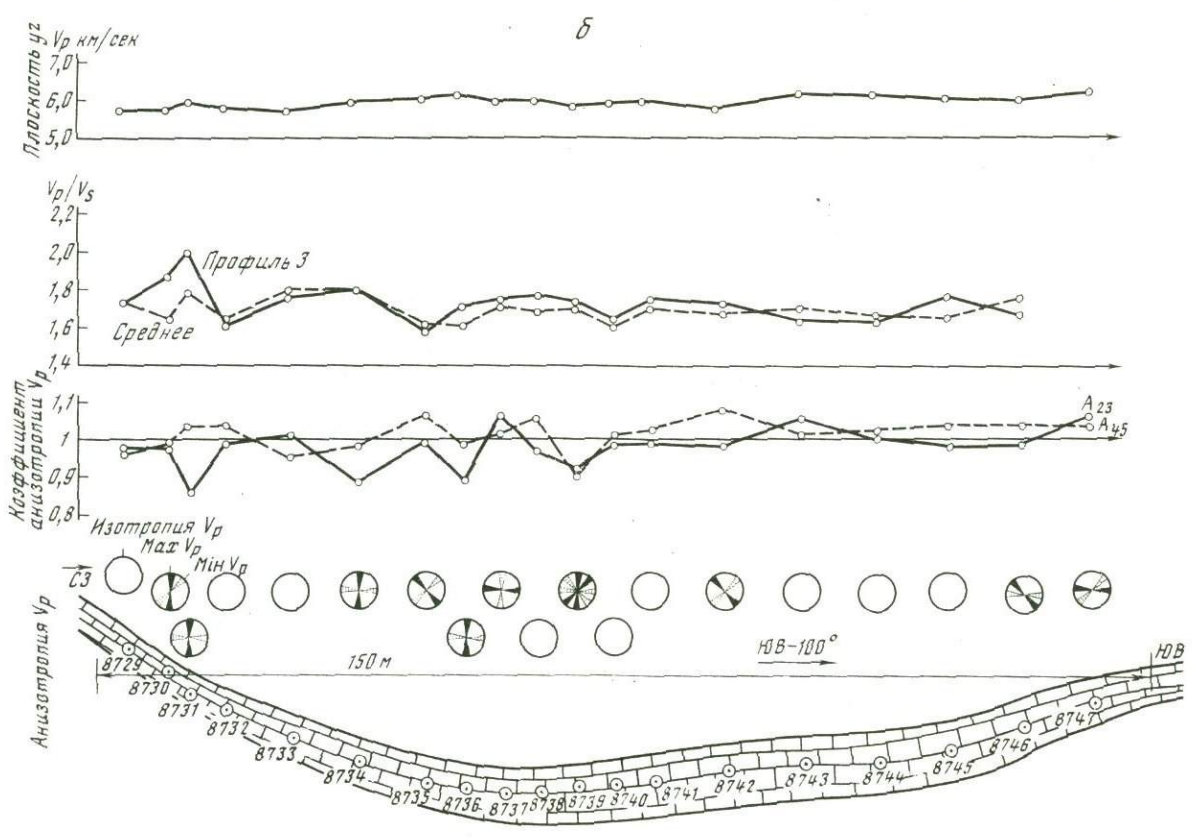
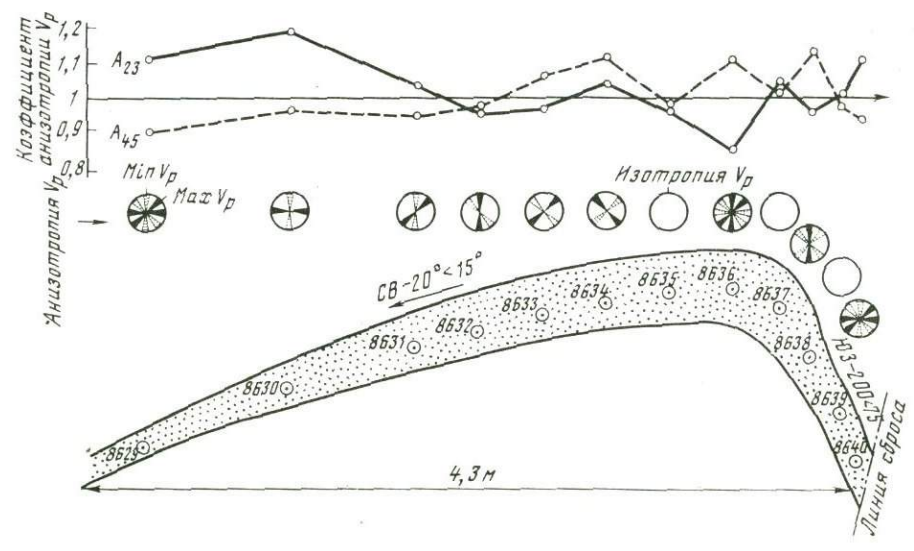


Таблица 9

Значение скоростей упругих волн и упругих параметров в песчаниках гестаи)

Номер образца	ρ , г/см ³	μ эфф, %	Плоскость уз			
			V_p , км/сек			
			номер профиля			
			2	3	4	5
8629	2,70	0,54	5,56	5,02	5,06	5,64
8630	2,87	0,7	6,14	5,12	5,42	5,50
8631	2,72	0,96	5,81	5,62	5,71	6,02
8632	2,70	0,38	5,79	6,06	5,57	5,76
8633	2,71	0,45	5,45	5,59	5,74	5,36
8634	2,71	0,60	4,96	4,76	5,76	5,04
8635	2,74	1,70	5,40	5,58	5,30	5,38
8636	2,72	0,67	3,96	4,80	4,00	3,66
8637	2,71	0,50	5,66	5,42	5,56	5,46
8638	2,70	0,54	5,51	5,79	5,70	5,00
8639	2,72	0,51	5,80	5,82	5,78	5,84
8640	2,71	0,92	5,76	5,21	5,59	5,98

коэффициент анизотропии по направлению A_{23} становится меньше единицы. Следовательно, вектор максимальных значений скорости V_p повернут перпендикулярно слоистости. Это возможно только при внутренней переориентировке зерен. В юго-западном крыле, несмотря на увеличение угла падения и осложнение крыла сбросом, максимальные значения скорости V_p по мере удаления от замка складки направлены параллельно слоистости (обр. 8640) с тенденцией к увеличению коэффициента анизотропии. Ближе к замковой части наблюдается чередование пород изотропных по упругим свойствам с сильно анизотропными. В образцах 8635 и 8637 отмечается изотропия, что обусловлено потерей структурной ориентировки в них. Для образцов 8634, 8636, 8638 и 8640, наоборот, характерно появление двух максимумов значений V_p , показывающих тем самым, что во внутренней структуре появились два директивных направления ориентировки как результата изменения направления действия стресса.

При рассмотрении отношения продольных и поперечных волн (V_p/V_s) за исходный параметр принимаем значение, равное 1,5 по профилю 3 в обр. 8629, как наиболее удаленному от шарнира складки. По сравнению с ним по всей складке отмечается повышенное значение этого отношения, характеризующее относительное уве-

тоарского яруса из антиклинальной складки (р. Андийское Койсу, Да-

Плоскость уз			Коэффициент анизотропии		V_p/V_s	
V_p , км/сек	V_s , км/сек					
среднее	профиль 3	среднее	$A_{23} = \frac{V_{p2}}{V_{p3}}$	$A_{45} = \frac{V_{p4}}{V_{p5}}$	профиль 3	среднее по плоскости
5,32	3,36	3,38	1,11	0,9	1,50	1,58
5,55	3,51	3,51	1,20	0,98	1,46	1,58
5,79	3,48	3,55	1,04	0,95	1,60	1,55
5,80	3,78	3,62	0,95	0,97	1,34	1,60
5,54	3,76	3,62	0,97	1,07	1,5	1,53
5,13	2,94	2,88	1,04	1,12	1,62	1,95
5,42	3,12	3,49	0,97	0,98	1,60	1,55
4,11	3,05	2,40	0,83	1,10	1,57	1,71
5,53	3,63	3,67	1,04	1,02	1,50	1,51
5,50	3,50	3,62	0,95	1,14	1,65	1,60
5,81	3,70	3,66	1,00	0,97	1,54	1,60
5,64	3,57	3,65	1,11	0,93	1,46	1,54

личение энергии продольных волн в процессе сжатия. Это подтверждается и анализом средних значений отношения V_p/V_s . Исключение составляет обр. 8632, в котором по направлению профиля 3 наблюдается резкое уменьшение параметра (до 1,34), что свидетельствует об относительном преобладании процессов растяжения, несмотря на то, что всей плоскости в общем характерно сжатие. Таким образом, общей закономерностью для складки является изменение анизотропии упругих свойств, выразившееся в повороте максимальных значений скорости продольных волн перпендикулярно слоистости в замковой части, и преобладание процессов сжатия на протяжении истории ее существования. В то же время для разных участков складки наблюдается неоднородность деформационного поведения пород.

Синклиальная складка (в районе Ханларского месторождения бентонитовых глин к югу от г. Кировабада, Азербайджан) сложена пелитоморфными известняками сантонского яруса и характеризуется слабым асимметричным строением. Северо-западное крыло более крутое, но более спокойное, падает под углами 20-30° на юго-восток, азимут 100°. Юго-восточное крыло, падающее под углом 17° на северо-запад (азимут 280°), имеет небольшой перегиб с изменением угла падения до 3°. Размах крыльев складки

Таблица 10

Значение скоростей упругих волн и упругих параметров в пелитоморфных Азербайджан)

Номер образца	ρ , г/см ³	Пэфф, %	Плоскость уз			
			V_p , км/сек			
			номер профиля			
			2	3	4	5
8729	2,61	3,20	5,66	5,72	5,64	5,80
8730	2,62	2,47	5,86	6,00	5,61	5,58
8731	2,62	2,33	5,66	6,60	5,80	5,60
8732	2,59	3,42	5,76	5,76	5,94	5,70
8733	2,62	2,52	5,82	5,74	5,56	5,84
8734	2,65	1,30	5,54	6,28	6,02	6,12
8735	2,65	1,01	6,12	6,14	6,16	5,82
8736	2,64	1,56	5,82	6,02	6,56	6,08
8737	2,59	2,02	6,28	5,98	5,90	5,86
8738	2,64	1,54	5,94	6,12	6,04	5,76
8739	2,65	0,67	5,58	6,08	5,46	6,04
8740	2,58	2,16	5,82	5,90	5,88	5,96
8741	2,55	2,24	5,98	6,00	5,98	5,88
8742	2,64	1,13	5,70	5,80	5,94	5,50
8743	2,63	1,66	6,22	5,94	6,12	6,14
8744	2,59	2,24	6,19	6,20	6,02	6,08
8745	2,54	3,60	5,96	6,08	6,02	5,90
8746	2,65	1,08	5,64	5,88	6,10	6,00
8747	2,61	1,99	6,44	6,12	6,16	5,94

равен 150 м. Отбор образцов производили так, чтобы плоскость ху всегда являлась кровлей пласта (рис. 15, б). Значения скорости продольных волн и упругих параметров образцов из складки приведены в табл. 10.

Известняки, слагающие структуру, подстилаются и перекрываются сильно пластичными бентонитовыми глинами. Подобные структуры, по Гаррисону и Фалкону (Harrison, Falcon, 1934), формируются при гравитационном оседании в результате пластического течения пород вниз по склону поднятий и в прогибах. В дальнейшем синклиналь, по-видимому, претерпела складчатость с образованием перегиба в юго-восточном крыле.

В пределах структуры не отмечено резких колебаний средних значений скорости продольных волн, некоторое уменьшение обнаружено в перегибе (обр. 8742). Наблюдается также слабая тенденция к уплотнению известняков в ядре складки, фиксируемая уменьшением пористости. Все это показывает, что при образовании складки и в

известняках из синклинальной складки (Ханларское месторождение,

Плоскость уз			Коэффициент анизотропии		V_p / V_s	
V_p , км/сек	V_s , км/сек		$A_{23} = \frac{V_{p2}}{V_{p3}}$	$A_{45} = \frac{V_{p4}}{V_{p5}}$	профиль 3	среднее по плоскости
среднее	профиль 3	среднее				
5,71	3,33	3,20	0,98	0,97	1,72	1,75
5,76	3,21	3,35	0,98	1,00	1,87	1,64
5,92	3,16	3,33	0,86	1,04	2,10	1,62
5,79	3,62	3,57	1,00	1,04	1,60	1,60
5,74	3,44	3,40	1,01	0,95	1,67	1,70
5,99	3,70	3,57	0,88	0,89	1,70	1,72
6,06	3,91	3,73	1,00	1,06	1,57	1,62
6,12	3,87	3,81	0,89	0,99	1,70	1,63
6,01	3,38	3,51	1,06	1,02	1,74	1,71
5,97	3,48	4,57	0,97	1,05	1,76	1,71
5,79	3,58	3,48	0,92	0,90	1,70	1,71
5,89	3,74	3,71	0,99	0,99	1,63	1,63
6,01	3,44	3,55	1,00	1,02	1,74	1,74
5,74	3,38	3,37	0,98	1,08	1,71	1,78
6,11	3,67	3,56	1,05	1,00	1,60	1,60
6,12	3,80	3,79	1,00	1,00	1,60	1,60
5,99	3,54	3,67	0,98	1,02	1,74	1,60
5,91	3,56	3,52	0,97	1,02	1,65	1,70
6,15	4,25	3,85	1,05	1,02	1,44	1,61

последующей ее истории какой-либо существенной динамической тектоники она не испытала.

В изменении анизотропии скорости происхождения продольных волн отмечается та же особенность, что и для антиклинальной складки (см. рис. 15, б). В более пологом юго-восточном крыле (обр. 8746, 8747) сектор максимальных значений V_p проходит параллельно слоистости, что характерно для пород, не испытавших перестройки структуры. При этом коэффициент анизотропии изменяется от 0,97 до 1,05, что характеризует породы как слабо анизотропные.

В более крутом северо-западном крыле (обр. 8730, 8731, 8734), в шарнирной зоне (обр. 8735, 8736, 8739) и в точке перегиба (обр. 8742) максимальные значения скорости V_p наблюдаются в направлении, перпендикулярном слоистости. Во всех перечисленных образцах отмечается один максимум скорости продольных волн, свидетельствующий, об одноактной структурно-деформационной

перестройке. Исключение составляет образец из шарнирной части складки (8739), в котором отмечается два максимума скорости V_p с коэффициентами анизотропии 0,9 и 0,92. В различных частях структуры есть участки, где известняки по упругим свойствам изотропны. Обычно изотропные породы чередуются с анизотропными, что отражает неравномерность проявления остаточных деформаций.

Изменение отношения V_p/V_s показано на графике (см. рис. 15, б). За исходный параметр условно принято отношение, равное 1,65, по профилю 3 и 1,7 — для всей плоскости yz (обр. 8746). Анализ отношения продольных и поперечных волн от образца к образцу по профилю 3 показывает, что процессы относительного сжатия проявлялись несколько активнее, чем процессы растяжения. Как правило, преимущественное развитие деформаций растяжения показывают образцы, изотропные по упругим свойствам. Кривые средних значений отношения V_p/V_s для всей плоскости yz и профиля 3 аналогичны.

Таким образом, для синклиальной складки, хотя структура течения и условия ее образования отличаются от условий, при которых сформировалась антиклинальная структура, также отмечается неравномерность деформационного поведения, фиксируемого упругими свойствами.

Моноклираль, осложненная разломом (правый берег р. Андийское Койсу в 1 км ниже пос. Гигатли-Урюх в Дагестане), изучена на протяжении 2,6 км. Моноклираль сложена в основном карбонатными образованиями оксфордского и киммеридж-титонского ярусов: доломитами, известняками и породами переходного состава. Встречаются также песчаники, в обломочной фракции которых наряду с обломками известняков отмечается кварц в кальцитовом цементе. Падение пластов в отдельных блоках — 5–40°. Размещение пород в разрезе показано на рис. 16. Значения упругих волн и упругих параметров для моноклинали приведены в табл. 11.

На разрезе выделяется участок с относительно спокойным залеганием пород, где при общем моноклиальном падении пластов меняется только их угол наклона. Для этих пород (обр. 7239, 7251, 7901) вектор максимальных значений скорости продольных волн проходит строго параллельно слоистости, а коэффициенты анизотропии значительно больше единицы.

По мере продвижения с юга на север отмечаются породы, изотропные по упругим свойствам (обр. 7902, 7241, 7242), коэффициент анизотропии близок к единице (0,95–1,05).

Ближе к осевой зоне разлома появляются породы с двумя максимумами V_p , векторы которых еще параллельны и субпараллельны слоистости. В этих же породах (обр. 7904, 7873, 7874) отмечается значительное увеличение коэффициента анизотропии $A_{23} = 1,2 - 1,28$.

В зоне разлома, характеризующейся блоковым строением, в породах (обр. 7881, 7243, 7882, 7244, 7883, 7885, 7886) в общем сохраняются два максимума скорости V_p , параллельных и субпараллельных слоистости. Встречаются также породы, в которых

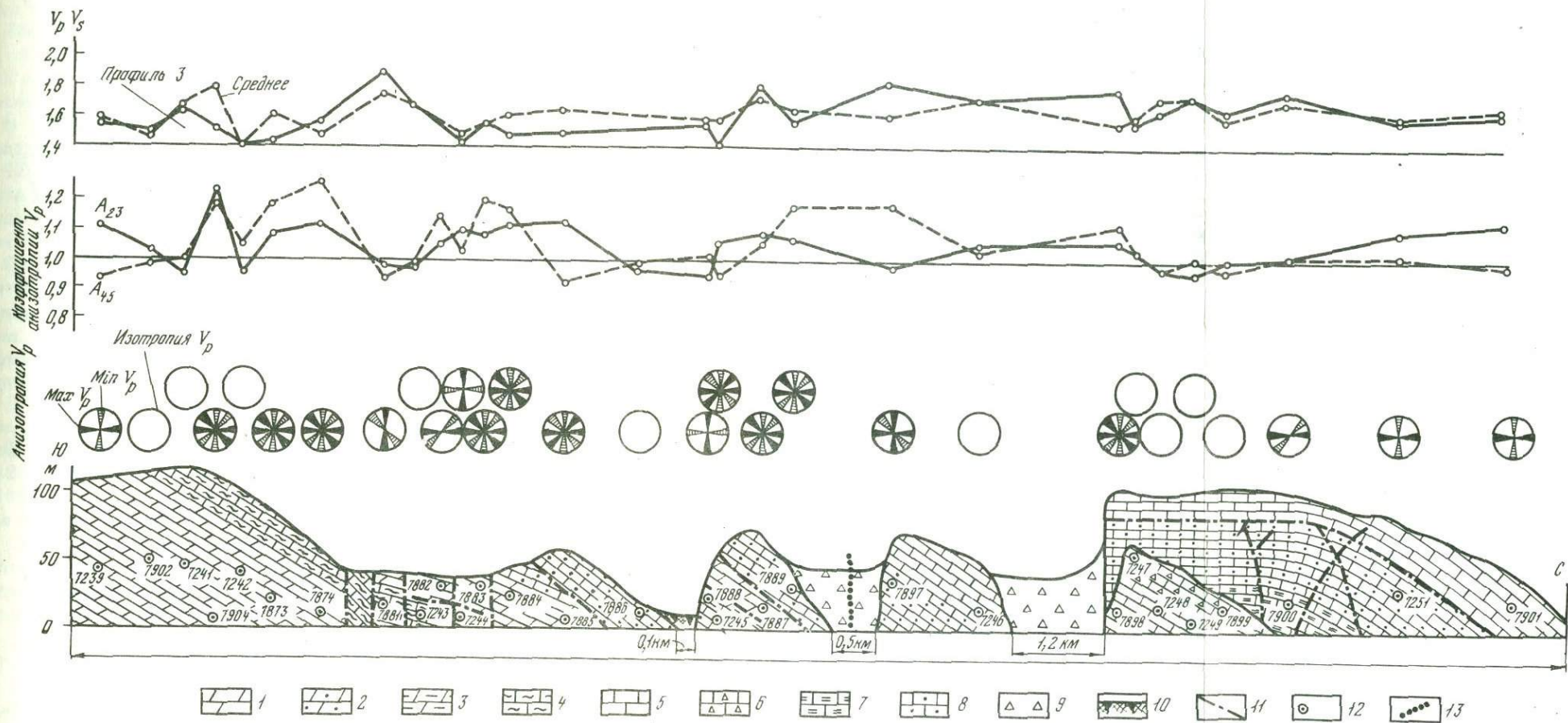


Рис. 16. Изменение упругих свойств горных пород, слагающих моноκлиаль, осложненную разломом

1 - доломиты мелко- и крупнозернистые; 2 - доломиты пелигоморфные; 3 - доломиты известковистые; 4 - известняки доломитистые; 5 - известняки органогенно-обломочные; 6 - извест-

няки пелигоморфные; 7 - известняки глинистые; 8 - песчаники кварц-карбонатные; 9 - интенсивно дробленные породы в зонах нарушений; 10 - почвенные образования; 11 - линии разлома прослеженные; 12 - номер и место отбора блоков; 13 - осевая часть зоны нарушений

вектор с максимальным значением V_p проходит перпендикулярно слоистости (обр. 7881, 7244), а упругие свойства подтверждают изотропность (обр. 7243, 7886).

Непосредственно в осевой зоне разлома отмечены два останца с ненарушенной структурой сплошности. Слагающие их породы (обр. 7888, 7245, 7887, 7889, 7246) характеризуются параллельной и субпараллельной слоистостью ориентировки максимальных значений скорости продольных волн, но для некоторых образцов отмечается значительное увеличение коэффициента анизотропии A_{45} (направление под углом 45° к слоистости).

В северной части моноклинали в зоне, примыкающей к разлому, в блоке, смещенном и повернутом, породы (обр. 7898, 7247, 7248, 7249, 7899) по упругим свойствам изотропны. Исключение составляет обр. 7898 из участка, непосредственно примыкающего к разлому, в котором отмечаются два небольших максимума V_p , векторы которых следуют параллельно и субпараллельно слоистости.

При анализе отношения V_p/V_s за исходный параметр приняты данные по обр. 7901 (1,65 по профилю и 3 и 1,68 – среднее по плоскости yz). Как видно из графика, породы, слагающие зону разлома, в большей степени подвергались сжатию, что хорошо иллюстрируется на примере обр. 7881, для которого отношение V_p/V_s увеличивается до 1,94 по профилю 3 и составляет 1,79 для всей плоскости.

В разрезе отмечен участок, где отношение продольных и поперечных волн сравнительно мало. В породах из этого участка по профилю 3 отношение V_p/V_s уменьшается до 1,57–1,51 (обр. 7883, 7885, 7888), а в некоторых образцах – до 1,49–1,4 (обр. 7884, 7245). Следовательно, в указанной зоне преобладали растягивающие напряжения.

Общей закономерностью для всех рассмотренных выше структур является появление двух максимумов скорости V_p в наиболее деформированных породах, что указывает на смену общего плана деформации в процессе формирования структуры.

Упругая анизотропия осадочных пород в массиве связана с неравномерностью полей напряжений. Неоднородность напряженного состояния, показанная Хастом (Hast, 1967), была отмечена при замерах напряжений в естественном залегании пород. По его данным, на поверхности в массивных гранитоидных породах сумма горизонтальных усилий равна 180 кг/см^3 . Даже на глубине 1000 м боковые давления все еще превышают литостатические. Горизонтальные напряжения также не равны между собой: отношение минимального к максимальному колебалось в пределах 0,3–0,75. Следовательно, верхние горизонты земной коры находятся в сложном напряженном состоянии.

Напряженное состояние массива влияет на пространственное распределение анизотропии упругих волн, поскольку скорость является функцией действующих напряжений. О напряженном состоянии в каждой измеренной точке можно судить по показателям анизотропии скорости V_p .

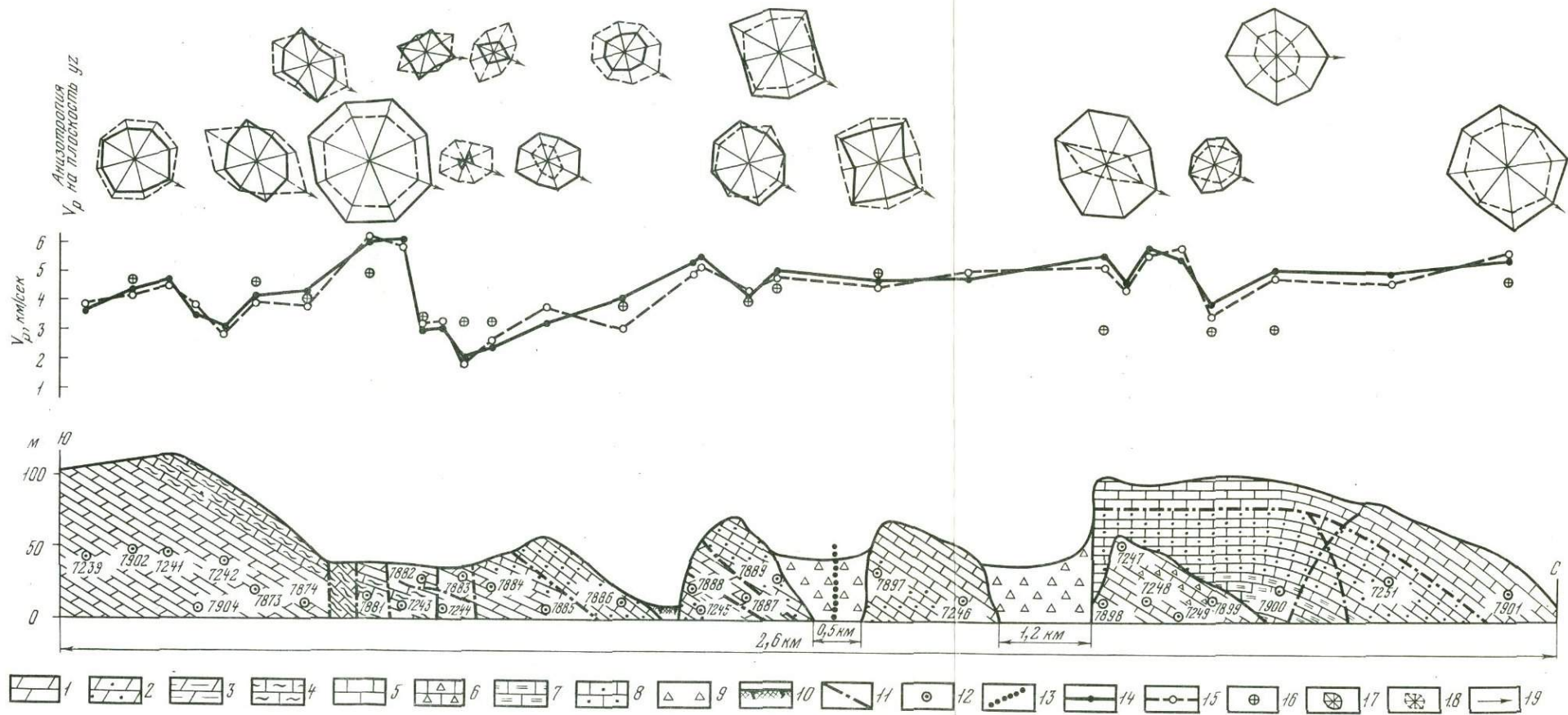


Рис. 17. Изменение скорости продольных волн и анизотропии упругих свойств в образцах и массиве горных пород из моноклинальной 1-13 - то же, что и на рис. 16; 14 - средняя скорость V_p в образце на плоскости yz ; 15 - средняя скорость V_p в массиве;

16 - средняя скорость V_p в массиве на плоскости yz ; 17 - значения скорости V_p по профилям наблюдения в образце; 18 - значения скорости V_p по профилям наблюдения в массиве; 19 - направление падения пластов

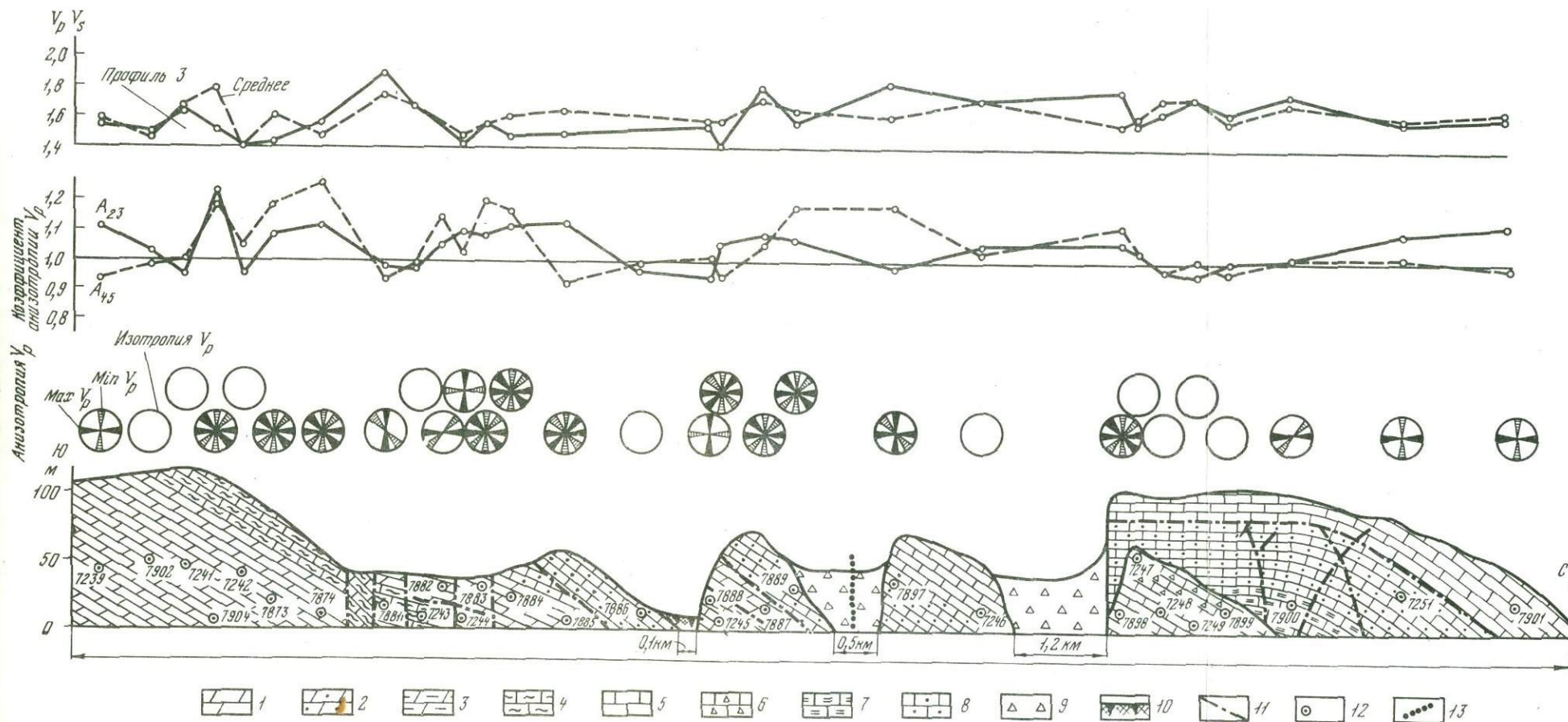


Рис. 16. Изменение упругих свойств горных пород, слагающих моноклинал, осложненную разломом

1 - доломиты мелко- и крупнозернистые; 2 - доломиты пелигоморфные; 3 - доломиты известковистые; 4 - известняки доломитистые; 5 - известняки органогенно-обломочные; 6 - извест-

няки пелигоморфные; 7 - известняки глинистые; 8 - песчаники кварц-карбонатные; 9 - интенсивно дробленные породы в зонах нарушений; 10 - почвенные образования; 11 - линии разлома прослеженные; 12 - номер и место отбора блоков; 13 - осевая часть зоны нарушений

вектор с максимальным значением V_p проходит перпендикулярно слоистости (обр. 7881, 7244), а упругие свойства подтверждают изотропность (обр. 7243, 7886).

Непосредственно в осевой зоне разлома отмечены два останца с ненарушенной структурой сплошности. Слагающие их породы (обр. 7888, 7245, 7887, 7889, 7246) характеризуются параллельной и субпараллельной слоистостью ориентировки максимальных значений скорости продольных волн, но для некоторых образцов отмечается значительное увеличение коэффициента анизотропии A_{45} (направление под углом 45° к слоистости).

В северной части моноклинали в зоне, примыкающей к разлому, в блоке, смещенном и повернутом, породы (обр. 7898, 7247, 7248, 7249, 7899) по упругим свойствам изотропны. Исключение составляет обр. 7898 из участка, непосредственно примыкающего к разлому, в котором отмечаются два небольших максимума V_p , векторы которых следуют параллельно и субпараллельно слоистости.

При анализе отношения V_p/V_s за исходный параметр приняты данные по обр. 7901 (1,65 по профилю и 3 и 1,68 - среднее по плоскости yz). Как видно из графика, породы, слагающие зону разлома, в большей степени подвергались сжатию, что хорошо иллюстрируется на примере обр. 7881, для которого отношение V_p/V_s увеличивается до 1,94 по профилю 3 и составляет 1,79 для всей плоскости.

В разрезе отмечен участок, где отношение продольных и поперечных волн сравнительно мало. В породах из этого участка по профилю 3 отношение V_p/V_s уменьшается до 1,57-1,51 (обр. 7883, 7885, 7888), а в некоторых образцах - до 1,49-1,4 (обр. 7884, 7245). Следовательно, в указанной зоне преобладали растягивающие напряжения.

Общей закономерностью для всех рассмотренных выше структур является появление двух максимумов скорости V_p в наиболее деформированных породах, что указывает на смену общего плана деформации в процессе формирования структуры.

Упругая анизотропия осадочных пород в массиве связана с неравномерностью полей напряжений. Неоднородность напряженного состояния, показанная Хастом (Hast, 1967), была отмечена при замерах напряжений в естественном залегающий пород. По его данным, на поверхности в массивных гранитоидных породах сумма горизонтальных усилий равна 180 кг/см^2 . Даже на глубине 1000 м бсковые давления все еще превышают литостатические. Горизонтальные напряжения также не равны между собой: отношение минимального к максимальному колебалось в пределах 0,3-0,75. Следовательно, верхние горизонты земной коры находятся в сложном напряженном состоянии.

Напряженное состояние массива влияет на пространственное распределение анизотропии упругих волн, поскольку скорость является функцией действующих напряжений. О напряженном состоянии в каждой измеренной точке можно судить по показателям анизотропии скорости V_p .

Таблица 11

Значение упругих волн и упругих параметров для карбонатных пород

Порода	Номер образца	ρ , г/см ³	$P_{эфф}$, %	Плоскость уз		
				V_p , км/сек		
				номер		
				2	3	4
Доломиты	7239	2,63	6,99	4,12	3,64	3,68
	7902	2,57	7,61	4,32	4,18	4,14
	7241	2,63	5,59	4,32	4,56	4,64
	7904	2,72	2,97	3,98	3,18	1,44
	7242	2,70	4,11	2,81	2,94	2,93
	7873	2,60	8,30	4,06	3,72	4,62
	7874	2,68	2,53	3,82	3,36	4,40
	Известняки доломитистые	7881	2,68	1,02	6,28	6,40
7243		2,70	1,04	5,89	6,04	6,13
8782		2,74	3,01	3,60	3,40	3,29
Доломиты	7244	2,57	7,33	3,32	3,00	3,32
	7883	2,75	2,38	2,91	1,75	1,93
	7884	2,50	11,42	2,81	2,51	2,63
	7885	2,35	12,65	3,92	3,46	3,70
	Песчаники	7886	2,54	7,10	3,07	3,18
Доломиты известковые		7888	2,69	2,94	4,90	5,18
	Песчаники	7245	2,65	2,21	5,63	5,30
Доломиты известковистые	7887	2,66	5,25	4,46	4,08	4,58
	7889	2,55	2,52	5,50	5,10	4,88
Песчаники	7897	2,56	5,66	4,84	4,94	4,03
Известняки	7246	2,60	4,32	5,19	4,96	5,12
	7898	2,68	0,87	5,72	5,38	5,62
	7247	2,39	13,53	4,77	4,72	4,61
	7248	2,69	0,99	5,94	5,74	5,86
	7249	2,68	1,64	5,94	6,26	5,92
	7899	2,18	21,37	3,54	3,56	3,50
	Известняки глинистые	7900	2,46	5,54	5,40	5,36
7251		2,40	17,68	5,18	4,76	4,70
Доломиты	1901	2,78	0,92	5,96	5,26	6,08

моноклинали (р.Андийское Койсу, Дагестан)

Плоскость уз				Коэффициент анизотропии		V_p/V_s	
V_p , км/сек		V_s , км/сек		$A_{23} = \frac{V_{p2}}{V_{p3}}$	$A_{45} = \frac{V_{p4}}{V_{p5}}$	профиль 3	среднее по плоскости
профиля	среднее	профиль 3	среднее				
5							
3,90	3,84	2,32	2,39	1,12	0,94	1,57	1,6
4,18	4,21	2,80	2,84	1,03	0,99	1,5	1,48
4,68	4,55	2,72	2,67	0,96	1,0	1,67	1,7
3,68	3,84	2,08	2,10	1,25	1,21	1,53	1,83
2,79	2,87	2,00	1,96	0,95	1,05	1,42	1,41
3,86	4,06	2,60	2,49	1,09	1,2	1,44	1,63
3,42	3,85	2,26	2,46	1,12	1,28	1,49	1,59
6,24	6,25	3,24	3,50	0,98	0,94	1,94	1,79
6,18	6,06	3,43	3,46	0,97	0,99	1,75	1,75
2,12	3,28	2,14	2,08	1,06	1,16	1,59	1,59
3,22	3,23	2,08	2,16	1,11	1,03	1,44	1,49
1,42	1,75	1,11	1,18	1,09	1,21	1,57	1,57
2,25	2,55	1,53	1,61	1,12	1,17	1,49	1,63
4,04	3,78	2,29	2,28	1,13	0,92	1,51	1,15
3,10	3,14	-	-	0,96	0,99	-	-
4,90	4,98	3,30	3,11	0,94	1,01	1,57	1,6
5,33	5,32	3,80	3,30	1,06	0,94	1,4	1,6
4,30	4,35	2,20	2,63	1,09	1,06	1,85	1,75
4,10	4,90	3,22	2,86	1,08	1,19	1,58	1,66
3,41	4,32	2,66	2,84	0,97	1,19	1,86	1,62
4,98	5,06	2,84	2,85	1,04	1,03	1,75	1,74
5,06	5,45	2,96	3,45	1,06	1,11	1,82	1,57
4,58	4,67	2,85	2,88	1,01	1,01	1,58	1,62
6,02	5,89	3,42	3,35	0,97	0,07	1,67	1,76
5,94	6,01	3,53	3,44	0,95	1,0	1,77	1,77
3,64	3,56	2,16	2,23	0,99	0,96	1,65	1,6
4,96	5,19	2,98	2,98	1,01	1,01	1,8	1,74
4,64	4,82	2,96	2,96	1,09	1,01	1,61	1,62
6,18	5,87	3,18	3,45	1,13	0,98	1,15	1,68

Таблица 12

Значение скоростей продольных волн (V_p , км/сек) в образцах

Номер образца	Массив				Среднее по породе
	плоскость yz				
	2	3	4	5	
7902	4,50	4,58	4,35	4,73	4,54
7873	6,00	4,05	4,15	4,53	4,68
7874	4,81	3,29	4,21	4,24	4,14
7881	5,36	5,00	5,00	5,08	5,11
7882	3,40	3,26	3,06	3,81	3,38
7883	3,43	2,89	3,36	3,51	3,30
7884	2,92	4,04	3,14	3,26	3,34
7885	2,86	2,53	2,90	2,38	2,67
7886	4,35	3,79	3,79	3,95	3,97
7887	4,03	4,26	4,18	4,20	4,17
7889	4,70	5,17	4,21	4,10	4,55
7897	5,30	5,10	4,73	4,40	4,88
7898	5,00	2,38	2,76	3,54	3,17
7899	2,96	2,85	2,96	3,59	3,09
7900	3,02	3,29	3,31	3,06	4,17
7901	4,96	5,16	4,69	4,82	4,91

На примере моноклинали рассмотрим изменение скорости продольных волн и их анизотропии в массиве, так как в этой структуре выделяются несколько тектонических блоков, испытавших разную степень деформационных изменений. Значения скорости продольных волн в массиве и образцах приведены в табл. 12.

При сравнении средних значений скоростей продольных волн на плоскости yz в массиве и образцах, как было показано ранее, рассматриваются три случая; скорость в массиве равна, больше или меньше скорости в образцах. В тех случаях, когда скорость в массиве больше, чем в образце, можно с уверенностью предположить, что в данной точке обнажения породы напряжены. Если в массиве скорость меньше, чем в образце, из этого следует, что в данной точке породы находятся в атмосферных условиях и более трещиноваты. Равенство скорости связано с тем, что в массиве и в образце породы не напряжены и одинаково трещиноваты или по-разному анизотропны по упругим свойствам, а векторы максимумов V_p не совпадают по направлению, как, например, в обр. 7874 и 7882.

и массиве осадочных пород (р. Андийское Койсу)

Номер образца	Образец				Среднее по блоку	Среднее отклонение по плоскости yz , %	
	плоскость yz						
	2	3	4	5			среднее
7902	4,32	4,18	4,08	4,18	4,20	4,50	-7,4
7873	4,07	3,72	4,62	3,86	4,06	4,24	-13,2
7874	3,82	2,94	4,44	3,42	3,86	4,26	-6,7
7881	6,40	6,28	6,24	5,98	6,25	6,22	22,3
7882	3,60	3,40	2,76	2,83	3,28	3,05	-3,0
7883	1,91	1,75	1,93	1,42	1,86	2,22	-43,6
7884	2,81	2,51	2,24	2,25	2,65	2,45	-20,6
7885	3,92	3,46	3,70	4,04	3,78	3,37	41,6
7886	3,07	3,18	2,72	3,10	3,14	4,17	20,9
7887	4,46	4,08	4,58	4,30	4,35	4,27	4,3
7889	5,50	5,10	4,88	4,10	4,90	5,13	7,7
7897	4,84	4,94	4,08	3,40	4,62	4,77	-5,3
7898	5,72	5,38	5,62	5,06	5,45	5,66	71,0
7899	3,54	3,56	3,50	3,64	3,56	3,84	15,2
7900	5,40	5,36	5,02	4,96	5,19	5,27	63,7
7901	5,96	5,26	6,03	6,18	5,87	5,64	19,5

Сравнение упругой анизотропии по разрезу показано на рис. 17. Из графика следует, что в каждой точке по абсолютному значению анизотропия различна. Векторы максимальных значений скорости имеют разные углы наклона в плоскости чертежа по отношению к слоистости. В подавляющем большинстве максимальные векторы в массиве и образце не совпадают по направлению. Вектор максимальной V_p в массиве определяется направлением максимального сжимающего усилия, действующего в настоящее время. Например, в обр. 7873 и 7874 максимальные сжимающие напряжения проявляются параллельно, а в обр. 7882 и 7884 - под углом 45° к напластованию (профиль 5). Такой анализ возможен в любой точке, где проведены измерения скорости V_p в естественном залегании пород.

Общее направление сжимающих усилий по разрезу моноклинали в большинстве случаев параллельно слоистости и находится под углом $15-20^\circ$ к горизонту. В двух точках (обр. 7882 и 7884) сжимающие усилия перпендикулярны слоистости и действуют почти вертикально. В некоторых точках породы находятся при неравномерно-всестороннем напряжении (обр. 7886).

Проведенные исследования показали, что упругие свойства горных пород являются чувствительным индикатором структурно-деформационных преобразований осадочных пород в процессе формирования геологических структур и могут применяться при их анализе. Изменение анизотропии упругих свойств на геологической структуре отражает внутреннюю структурную перестройку. Колебания коэффициента анизотропии показывают относительную интенсивность структурных изменений в деформированных породах. Число векторов максимумов скорости продольных волн показывает смену планов деформации в процессе геологической истории. По изменению величины отношения продольных и поперечных волн можно судить об относительности проявлений остаточных деформаций сжатия и растяжения.

Сравнивая скорость продольных волн в образце и массиве, мы получаем объективные данные о степени напряженности скрытой трещиноватости пород в естественном обнажении. По анизотропии скоростей продольных волн, измеренных в естественном залегании, определяется направление действия стресса в массивах горных пород в настоящее время.

ВЛИЯНИЕ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ НА ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГРАНИТОИДОВ

О зависимости физико-механических свойств пород от условий формирования сказано сравнительно мало (Афанасьев и др., 1965, 1968; Канцель и др., 1968; Козлов, Тюремнов, 1968; Старостин, 1968; Звягинцев, Баяк, 1969; Звягинцев, 1972; Беликов и др., 1970; Розанов, 1973). Все сведения по этому вопросу носят фрагментарный характер и большей частью касаются вулканогенных или осадочных пород.

Исследования проведены на обширной группе пород гранитоидного ряда из разных интрузивов Кавказа, относимых по возрасту к нижнепалеозойскому, мезозойскому и кайнозойскому времени образования.

Пористость. На большом количестве образцов было показано, что межзерновая первичная пористость в основном зависит от двух факторов: условий кристаллизации породы, где важную роль играет давление, и последующего новоминералообразования, приводящего к увеличению или уменьшению порового пространства (Звягинцев, 1972). В процессе геологической истории при складчатости в результате структурно-деформационных изменений в твердом состоянии образуется деформационная пористость, которая накладывается на межзерновую пористость (Шипулин и др., 1975). Данные по пористости гранитоидов приведены в табл. 13. Как следует из таблицы, пределы колебаний абсолютных значений эффективной пористости для разновозрастных интрузивов различны. В породах отдельных интрузивов дисперсия пористости несколько меньше.

Нижнепалеозойские гранито-гнейсы и гнейсированные граниты (Афанасьев, 1950) в процессе становления, с появлением ориентировки минералов, претерпели пластическую деформацию. Следовательно, здесь можно отметить деформационную пористость. Колебания эффективной пористости как в тех, так и других породах не превышают 0,5–1,0% и только в одном образце составляют 1,23%. Однако, несмотря на то, что эффективная пористость в гранито-гнейсах и гнейсированных гранитах равна, распределение пор по размерам в каждой породе разное. В гранито-гнейсах отмечаются крупные поры (от 0,002 до 0,02 мм и более). Эти данные показывают, что процесс пластической деформации в них протекал по-разному. Учитывая, что средняя скорость продольных волн в гранито-гнейсах равна 5,29 км/сек, а в гнейсированных гранитах она понижается до 4,67 км/сек, можно с большой уверенностью говорить о том, что последние претерпели некоторое нарушение межзерновых сцеплений, поскольку минеральный состав и пористость у них одинаковы.

В мезозойских гранитоидах эффективная пористость для пород, сформированных в гипабиссальных условиях, составляет 0,80–2,8%. В пределах отдельных интрузивов колебания пористости от образца к образцу увеличиваются по сравнению с породами нижнего палеозоя.

В Дашкесанском полифазном интрузиве выделяются три главные фазы внедрения (Кашкай, 1965). Наиболее ранними проявлениями являются производные габбро-диоритовой формации (Шипулин, 1968), в частности кварцевые диориты. Во вторую, собственно гранитоидную фазу, произошло становление гранодиоритов. В третью – сформировались лейкократовые граниты, представленные плагиогранит-порфирами или граносиенит-порфирами.

Как макроскопически, так и под микроскопом в этих породах остаточные деформации не наблюдаются. Следовательно, ни в процессе кристаллизации интрузивов, ни после, когда они были уже в твердом состоянии, сжимающие напряжения не достигали такой силы, чтобы в породах произошли необратимые деформационные преобразования. Это подтверждается сравнительно высокими значениями скорости продольных волн, особенно в породах первых двух фаз (см. табл. 13). Все это подтверждает наличие межзерновой пористости, возникшей в процессе кристаллизации.

Изменения пористости в породах из каждой фазы показаны на рис. 18. Как видно, эффективная пористость для представителей пород каждой фазы разная: в кварцевых диоритах она наименьшая и не превышает 1,3%, в гранодиоритах ее значения составляют 1,2–2,0%. В лейкократовых разностях гранитов пористость повышается до 3,5–5,5%. Поскольку для исследования отбирали образцы почти на одном гипсометрическом уровне (вторичные процессы в них незначительны), то естественно предположить, что на такой разброс значений пористости повлияли различные условия формирования.

Если формирование пород первой и второй фаз происходило в гипабиссальной обстановке, то лейкократовые граниты третьей фазы

Таблица 13

Пористость и скорость продольных волн в гранитоидных породах

Возраст	Место взятия образца	Порода	Номер образца	ρ , г/см ³				
1	2	3	4	5				
Нижний палеозой	Бескесский интрузив, р. Большая Лаба, устье р. Бескес, Северный Кавказ	Гранито-гнейсы	10890	2,70	2,69			
			10891	2,69				
			10892	2,68				
			10896	2,74				
	Беденский интрузив, р. Большая Лаба (балка Мошечая, Северный Кавказ)	Граниты гнейсированные	10893	2,72	2,72			
			10894	2,73				
			10895	2,71				
Мезозой	Дашкесанский полифазный интрузив, р. Кошгарчай, рудник Дашкесан, Азербайджан	Кварцевые диориты, фаза I	7911	2,74	2,74			
			7913	2,73				
			8694	2,75				
	Дашкесан, Азербайджан	Гранодиориты, фаза II	7914	2,68	2,66			
			7917	2,38				
			7918	2,67				
			7920	2,63				
			8690	2,67				
			8691	2,65				
			8692	2,64				
			фаза III	граносиенит-порфиры		7921	2,54	2,48
						8701	2,50	
			плагио-гранит-порфиры	8700		2,49	2,47	
				8702		2,45		
			Агверанский интрузив, Армения	Гранодиориты		9799	2,58	2,64
						9800	2,66	
	10877	2,68						
	Арзаканский интрузив, Армения	Гранит-мигматиты	9843	2,64	2,66			
			9844	2,66				
9845			2,66					

Кавказа

$P_{эфф}, \%$	Дифференцированная пористость ($P_{дф}$) в % к $P_{эфф}$, мм					V_p , км/сек среднее в образце		
	0,02	0,02-0,002	0,002-0,0002	0,0002	полу-замкнутые поры			
6	7	8	9	10	11	12		
1,23	0,82	4	6	31	50	9	4,83	
0,31		2	8	24	66	-	5,28	
0,79		2	6	35	35	22	5,34	
0,44		2	8	40	39	11	5,71	
0,55	0,73	-	-	32	50	18	4,74	
0,67		-	-	52	32	16	4,67	
0,97		-	-	58	30	12	4,60	
1,32	0,98	-	-	6	74	22	5,4	
1,88		-	-	6	92	2	5,46	
0,78		-	-	15	72	13	5,60	
2,07	1,78	-	-	12	67	21	5,41	
1,21		-	-	6	59	35	5,6	
1,78		-	-	13	54	33	5,42	
2,02		-	-	18	53	29	5,39	
1,93		-	-	24	63	13	5,25	
1,57		-	-	27	51	22	5,48	
1,89		-	-	34	54	12	5,57	
5,72		4,69	-	8	54	27	6	4,05
3,65			5	6	18	50	21	4,26
5,19		5,41	4	7	39	29	21	4,24
5,63	12		27	22	35	4	3,61	
2,79	2,32	-	-	44	30	26	3,87	
2,08		-	-	37	60	3	3,29	
2,10		-	-				4,34	
1,07	0,97	-	-	34	56	10	4,92	
0,98		-	-	39	49	12	5,03	
0,86		-	-	41	38	21	5,58	

Таблица 13 (окончание)

1	2	3	4	5	
Кайнозой	Мегринский батолит, рудник Парагачай, Нахичевань	Диориты, фаза I	9853	2,88	2,91
			9854	2,90	
			9859	2,93	
		Кварцевые диориты, фаза I	9855	2,71	2,74
			9856	2,69	
			9857	2,81	
		Граносиениты, фаза II	9865	2,66	2,67
			8966	2,67	
			9867	2,70	
	Джермукский интрузив, р. Арык, Армения	Диориты	8661	2,67	
Джермукский интрузив, г. Джермук, Армения	Граносиениты	8647	2,65	2,65	
		8648	2,64		

по наличию пор идентичны породам, образующимся в близлежащих и даже поверхностных условиях. Несомненно, что давление, при котором застывали лейкократовые граниты, было намного меньше, чем давление, существовавшее при кристаллизации кварцевых диоритов и гранодиоритов. Это могло иметь место при изменениях напряженного состояния. Кристаллизация диоритов и гранодиоритов происходила при сжимающих напряжениях, обусловленных глубиной залегания интрузива. К моменту внедрения лейкократовых гранитов в районе действовали растягивающие напряжения. Диориты и гранодиориты к этому времени затвердели и реагировали на напряжения образованием трещин. В существующие трещины внедрялись лейкократовые интрузии. Застывавшая магма могла иметь сообщение с поверхностью. Свободные условия кристаллизации привели к повышенному содержанию межзерновой пористости. Возможность внедрения гранитов третьей фазы при относительно растягивающих напряжениях подтверждается тем, что сходные по составу породы, представленные граносиенитами из других интрузивов, например Мегринского и Джермукского, имеют пористость, равную 1,25–2,2% и соответствующую гипабиссальным условиям формирования.

Гипабиссальные условия при кристаллизации расплава не способствуют появлению в породах крупных (0,002–0,02 мм и более) пор. Они отсутствуют в кварцевых диоритах и гранодиоритах, а также в граносиенитах (табл. 13) из других интрузивов, при этом в лейко-

	6	7	8	9	10	11	12
2,09	2,84	-	-	51	30	19	5,65
		6	14	48	21	11	4,69
		1	3	52	24	14	4,86
2,46	2,43	2	4	49	25	20	4,42
		-	-	68	23	9	4,53
		-	-	70	21	9	4,14
1,57	1,86	-	-	-	-	-	4,85
		-	-	-	-	-	4,60
		-	-	-	-	-	4,26
2,64	-	-	24	25	51	5,45	
2,25	2,0	-	-	30	48	22	4,95
		-	-	24	25	51	5,02

кратовых гранитах Дашкесанского интрузива эти поры составляют 10–13% (см. фиг. 18, б).

В Агверанском интрузиве гранодиоритов, который претерпел деформации в условиях растяжения, эффективная пористость составляет 2,1–2,8%. По сравнению с недеформированными гранодиоритами Дашкесанского интрузива пределы колебаний эффективной пористости как в тех, так и в других почти одинаковы, в среднем в деформированных породах она на 0,5% больше.

В гранит-мигматитах Арзаканского интрузива, которые образовались за счет инъекции лейкократовой магмы в двуслюдяные сланцы с кварцем, эффективная пористость равна 0,86–1,07%. Отсутствие крупных пор как в гранодиоритах Агверанского, так и в гранит-мигматитах Арзаканского интрузивов свидетельствует о гипабиссальных условиях их становления.

Из кайнозойских интрузивов исследованы Мегринский полифазный батолит в районе рудника Парагачай и Джермукские интрузивы, сложенные диоритами и граносиенитами.

В Мегринском батолите к первой фазе внедрения относятся диориты и кварцевые диориты, ко второй – граносиениты (Азизбеков, 1961). Эффективная пористость во всех разновидностях пород довольно близка по абсолютным значениям. Отсутствие крупных пор в породах и сходная эффективная пористость подтверждают идентичность условий формирования для всех фаз. Исключение составляют образ-

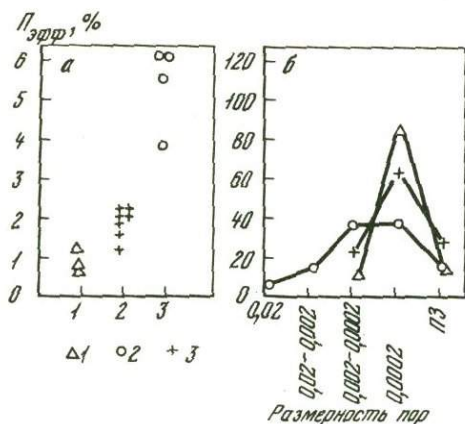


Рис. 18. Изменение эффективной (а) и дифференцированной (б) пористости в породах Дашкесанского интрузива

1 — кварцевые диориты; 2 — гранодиориты; 3 — лейкокраговые граниты; 4 — ПЗ полузамкнутые поры с входным отверстием менее 0,0002 мм

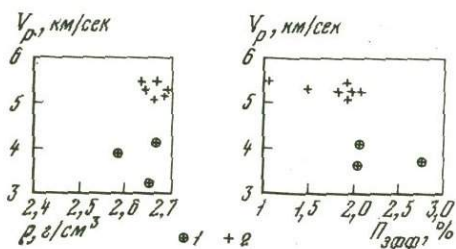


Рис. 19. Зависимость скорости продольных волн от объемного веса (ρ) и эффективной пористости ($P_{эфф}$) в породах гранодиоритового состава. Гранодиориты недеформированного Дашкесанского (1) и деформированного хрупко Агверанского (2) интрузивов

цы, взятые вблизи рудного поля (обр. 9854, 9859, 9855), в которых в связи со вторичными процессами проявились крупные поры за счет выщелачивания первичных минералов.

В диоритах и граносиенитах Джермукских интрузивов эффективная пористость равна последней в интрузивных породах, сформированных в гипабиссальных условиях; отмечено отсутствие крупных пор.

Как следует из приведенных данных, эффективная межзерновая пористость гранитоидов зависит от условий формирования интрузивных пород. В гранитоидах, сформировавшихся в гипабиссальных условиях и мало затронутых как вторичными процессами, так и последующими деформациями, средняя эффективная пористость равна 1,31%. Сюда относятся кварцевые диориты и гранодиориты Дашкесанского интрузива, диориты, кварцевые диориты и граносиениты Мегринского батолита, а также диориты и граносиениты Джермукских интрузивов.

В породах, претерпевших стрессовые напряжения с пластическими деформациями минералов, средняя деформационная пористость гораздо ниже (0,78%). К ним относятся гранито-гнейсы и гнейсированные граниты р. Большой Лабы.

Гранитоиды, претерпевшие деформации в условиях растяжения с образованием микротрещиноватости, имеют среднюю пористость 2,32%. Такие породы отмечаются в Агверанском интрузиве.

Общая закономерность для всех интрузивных пород, сформированных в гипабиссальных условиях, — отсутствие крупных пор. Появление их связано либо с последующей структурно-деформационной пе-

рестройкой (гранито-гнейсы), либо со свободными условиями кристаллизации в трещинных полостях (плагιοгранит-порфиры и граносиенит-порфиры), либо с вторичными процессами минералообразования, например, в ряде образцов диоритов и кварцевых диоритов Мегринского батолита.

Упругие свойства гранитоидов изучены на основании замеров скорости продольных волн методом профилирования. Средние значения для образцов приведены в табл. 13. Для пород, не претерпевших деформаций и вторичных изменений, скорость V_p более выдержана по абсолютному значению. Например, в гранодиоритах Дашкесанского массива она колеблется в пределах 5,2–5,6 км/сек, что подтверждает стабильность условий формирования и отсутствие вторичных деформационных изменений. Выдержаны в узких пределах скорости продольных волн и в кварцевых диоритах того же массива, равные 5,4–5,6 км/сек. То же самое отмечается в кварцевых диоритах (4,14–4,53 км/сек) и граносиенитах (4,26–4,85 км/сек) Мегринского плутона.

Уменьшение скорости продольных волн в плагιοгранит-порфирах и граносиенит-порфирах Дашкесанского массива главным образом связано с увеличением в них пористости. Минеральный состав влияет на скорость незначительно, так как данные породы содержат одинаковое количество амфиболов в сравнении с гранодиоритами из того же интрузива.

Для пород сходного состава отмечается резкое различие в абсолютных значениях скорости продольных волн.

Так, в гранодиоритах Дашкесанского интрузива, как уже указывалось, скорость V_p равна 5,2–5,6 км/сек, а в гранодиоритах Агверанского массива она составляет лишь 3,3–4,3 км/сек (рис. 19). Все перечисленные породы по минеральному составу, объемному весу и пористости почти одинаковы, поэтому можно предположить, что резкое различие в скорости вызвано деформированностью, причем падение скорости продольных волн в гранодиоритах Агверанского интрузива при всех равных условиях может быть связано только с уменьшением силы сцеплений между зернами. Это могло произойти только в результате разуплотнения пород при растягивающих напряжениях, что подтверждается макроскопически наличием в интрузиве микротрещиноватости, но настолько незначительной, что за счет ее пористость увеличилась лишь на 0,5%.

В породах, претерпевших пластические деформации в условиях стресса с образованием плоскопараллельных текстур, например в гранито-гнейсах Бескесского интрузива, скорости продольных волн равны скоростям недеформированных пород и составляют 4,8–5,7 км/сек. Если сравнить гранито-гнейсы и гнейсированные граниты Беденской интрузии, то они идентичны по минеральному составу, объемному весу и пористости, но различны по скоростям V_p (в гнейсированных гранитах $V_p = 4,6–4,7$ км/сек, в гранито-гнейсах – 5,2–5,7 км/сек и только в одном образце – 4,8 км/сек). Понижение скорости в гранитах связано с нарушением межзернового сцеп-

Таблица 14

Анизотропия скорости распространения продольных волн в грани

Место взятия образца (интрузив)	Порода	Номер образца	V_p , км/сек		
			плоскость $xу$		
			2	3	
Бескесский	Гранито-гнейс	10891	5,58	4,14	
Беденский	Гранит гнейсированный	10893	5,10	4,64	
Дашкесанский	Кварцевый диорит	7911	5,44	5,26	
	Гранодиорит	7917	5,50	5,52	
	Граносиенит-порфир	7921	4,28	4,20	
Агверанский	Гранодиорит	9799	3,53	3,84	
	То же	10877	4,56	4,50	
Арзаканский	Гранит-мигмагит	9843	5,18	5,00	
	Диорит	9853	5,64	5,68	
Мегринский	Кварцевый диорит	9855	4,42	4,08	
	Граносиенит	9867	4,06	4,32	
Джермукский	То же	8647	4,75	4,84	

ления, поскольку все другие параметры идентичны. При петрографическом изучении гранито-гнейсов видно, что перестройка структуры выразилась в дезинтеграции зерен: кварц распался на более мелкие индивиды, а альбит пророс пойкилитовыми листочками мусковита. В гранитах эта перестройка сопровождалась дополнительной деформацией минералов, что заметно подтверждается облачным угасанием кварца и изогнутостью двойниковых швов в плагиоклазах.

По-видимому, процесс пластической деформации в гранито-гнейсах пошел дальше, чем в гранитах. Внутренняя структурная перестройка в гранитах сопровождалась нарушением контактов зерен и затем уменьшением скорости продольных волн. Приведенные данные показывают, что гранитоиды Бескесского и Беденского интрузивов имеют разную историю процессов становления. Поскольку они располагаются в одной структурной зоне рядом, то естественно предположить, что гранито-гнейсы должны быть значительно древнее, чем граниты.

Анизотропия скорости V_p в образцах из разных интрузивов приведена в табл. 14. Количественная оценка упругой анизотропии дается в коэффициентах, вычисленных по формуле $A = V_{p\parallel} / V_{p\perp}$, где $V_{p\parallel}$ - скорость по параллельному профилю, $V_{p\perp}$ - перпендикулярно преимущественной ориентировке минералов. Для осадочных и мета-

гоидных породах

V_p , км/сек		Коэффициент анизотропии		Деформация
плоскость $xу$		$A_{23} = \frac{V_{p2}}{V_{p3}}$	$A_{45} = \frac{V_{p4}}{V_{p5}}$	
4	5			
5,00	4,80	1,34	1,04	Преимущественно пластическая
4,80	4,36	1,10	1,10	
5,46	5,40	1,03	1,01	Не отмечено
5,46	5,70	1,00	0,96	
4,32	4,06	1,02	1,06	
3,46	4,26	0,92	0,81	Преимущественно хрупкая
4,58	4,08	1,01	1,12	
5,34	5,02	1,03	1,06	Не отмечена
5,66	5,80	1,00	0,97	
4,30	4,42	1,08	0,97	
3,96	3,94	0,94	1,00	
4,90	4,94	0,98	1,00	

морфических пород при $A = 1$ порода изотропна по упругим свойствам, а при $1 < A > 1$ - анизотропна.

Анализ коэффициента анизотропии показывает, что деформированность гранитоидов резко влияет на абсолютные значения коэффициента. В недеформированных породах коэффициент анизотропии близок единице, колебания его не превышают $\pm 0,06$, что составляет около 5-6%. В породах с преимущественным развитием пластических деформаций колебания коэффициента составляют $\pm 0,1-0,34$, что составляет уже 10-25%.

Графическое изображение анизотропии с помощью векторов в условном масштабе на плоскости, перпендикулярной горизонту, показано на рис. 20. Изображение дается в виде "розы скоростей" на плоскости yz . В недеформированных породах векторы почти равны между собой и фигура независимо от направления приближается к кругу. Следовательно, в данных породах не отмечается преимущественных ориентировок минералов и структура расположения минералов хаотическая. В пластически деформированных породах лишь в одном из направлений обнаружена такая ориентировка. Таким образом, фигура, описывающая векторы скоростей продольных волн, похожа на эллипс. В породах с преимущественным развитием хрупких

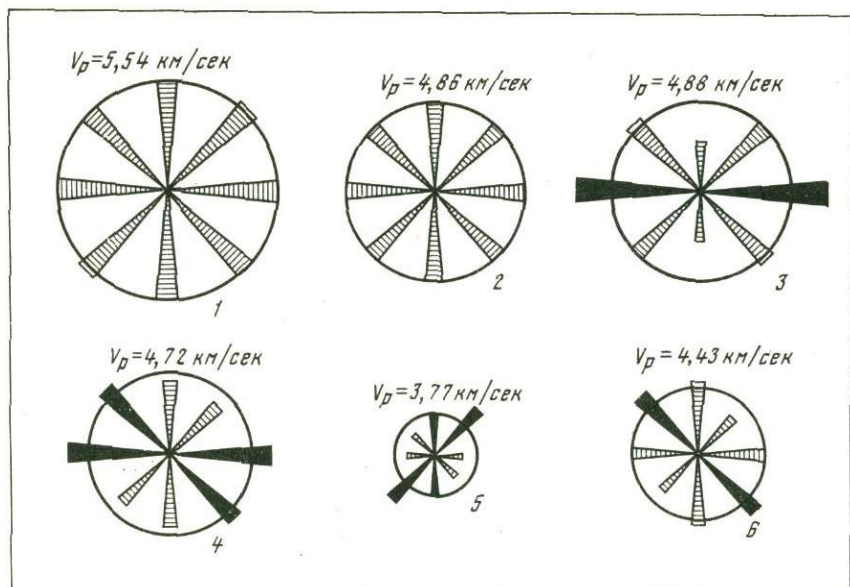


Рис. 20. Анизотропия средней скорости распространения продольных волн в образцах на плоскости yz деформированных гранитоидов. Недеформированные: 1 – гранодиорит (обр. 7917), 2 – граносиенит (обр. 8647); деформированные пластически: 3 – гранитогнейсы (обр. 10891), 4 – гранит гнейсированный (обр. 10893); деформированные хрупко: 5 – гранодиорит (обр. 9799), 6 – гранодиорит (обр. 10877)

деформаций, как и в описанных выше, отмечаются максимальные векторы (меньшие по величине) скоростей продольных волн и фигура также похожа на эллипс. В этом случае причина анизотропии может быть связана с разной ориентировкой трещиноватости.

Приведенные данные показывают, что скорости упругих волн чувствительны к остаточным деформациям. Сравнительный же анализ скорости V_p и анизотропии в пространстве может показать деформационные особенности исследуемых пород.

Скорости V_p в массиве приведены в табл. 15. Сравнение упругих волн в образце и массиве гранитоидов помогает установить степень напряженности массива и объективно оценить наличие скрытой трещиноватости.

Анизотропия скорости V_p в массиве показана на рис. 21 в виде "розы скоростей" продольных волн на различных плоскостях. Для сравнения даны векторы скорости для образцов, значения которых приведены в табл. 16. Анализ подтвердил выводы, сделанные при обсуждении средних значений V_p : если породы не напряжены или напряжены слабо, то векторы скоростей в массиве и образце почти равны по абсолютному значению (см. рис. 21). На плоскости xy

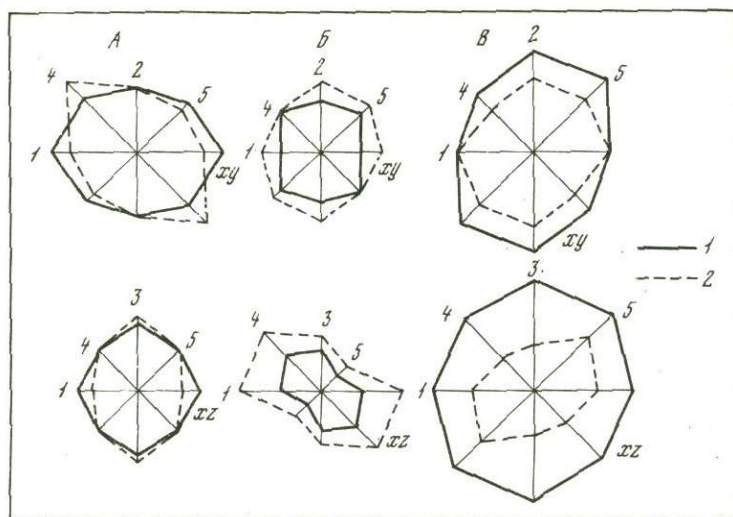


Рис. 21. Анизотропия скорости распространения продольных волн в образцах (1) и массиве (2) горных пород

1-5 - номера профилей наблюдения V_p ; А - в массиве породы напряжены по профилю 4 (плоскость xy), не напряжены на плоскости xz ; В - в массиве породы напряжены; В - в массиве породы не напряжены и более трещиноваты, чем в образце

"роза скоростей" этой же точки приобретает вид эллипса с максимальным вектором по профилю 4, хотя в образце она похожа на круг, и показывает тем самым, что породы не имеют преимущественных ориентировок минералов. Увеличение скорости по профилю 4 в массиве говорит о повышенном напряжении по этому направлению. В Агверанском интрузиве гранодиоритов породы находятся под напряжением (см. рис. 21) как на плоскости xy , так и xz . В гранито-гнейсах Бескесского интрузива (обр. 10896) в массиве скорости значительно меньше, чем в образце, что подтверждает наличие скрытой трещиноватости, которая была выявлена ранее при исследовании дифференцированной пористости.

В тех случаях, когда профили измерения скорости V_p имеют привязку в массиве, можно указать направление действия сжимающего усилия. В гнейсированных гранитах Беденского интрузива (обр. 10894) максимальное давление направлено с северо-запада, азимут 290° ; в гранодиоритах Агверанского интрузива (обр. 10877) максимальное напряжение также северо-западное, азимут 320° .

Таким образом, применение данных по пористости и упругим свойствам как по осадочным, так и интрузивным породам открывает широкие перспективы комплексных работ, способствующих правильному толкованию кода геодинамических движений в конкретной геологической обстановке и реконструкции тектонических условий формирования геологических тел.

Таблица 15

Скорости продольных волн в гранитоидных породах, в образцах и

Порода, массив	Номер образца	V_p , км/сек		
		плоскость		
		xy	xz	yz
Гранито-гнейсы, Бескесский	10890	$\frac{5,09}{4,47}$	$\frac{4,54}{6,36}$	$\frac{4,80}{5,03}$
		$\frac{5,51}{5,03}$	$\frac{5,56}{5,91}$	$\frac{6,05}{4,64}$
Граниты гнейсиро- ванные, там же	10893	$\frac{4,68}{5,05}$	$\frac{4,82}{5,48}$	$\frac{4,72}{5,74}$
	10894	$\frac{5,07}{5,13}$	$\frac{4,71}{4,55}$	$\frac{4,23}{4,4}$
Гранодиориты, Агве- ранский	10877	$\frac{4,43}{4,76}$	$\frac{4,15}{4,65}$	$\frac{4,43}{4,71}$

*В числителе - скорости V_p в образце, в знаменателе - в массиве.

Таблица 16

Анизотропия скоростей распространения продольных волн в образцах

Порода	Номер образца	Плоскость и номер профиля			
		xy			
		1	2	4	
Гранит гнейсирован- ный	10894	$\frac{5,18}{4,88}$	$\frac{4,90}{5,04}$	$\frac{5,16}{5,84}$	
		$\frac{4,16}{4,60}$	$\frac{4,46}{5,00}$	$\frac{4,42}{4,54}$	
Гранодиорит	10877	$\frac{5,1}{4,96}$	$\frac{5,84}{5,20}$	$\frac{5,34}{4,78}$	

*В числителе - скорости V_p в образце, в знаменателе - в массиве.

массиве*

Среднее по породе	Отклонение, %			Среднее по породе
	плоскость			
	xy	xz	yz	
$\frac{4,83}{4,91}$	9,4	13,4	-	-1,7
$\frac{5,71}{5,2}$	9,5	-5,9	30,4	9,8
$\frac{4,74}{5,41}$	-10	-12	-17,9	-12,4
$\frac{4,67}{4,54}$	1,1	3,5	-2,8	2,8
$\frac{4,34}{4,71}$	-7,0	-10,7	-	-8,1

и массиве горных пород*

Плоскость и номер профиля				
xy	xz			
5	1	3	4	5
$\frac{5,06}{4,78}$	$\frac{4,76}{4,32}$	$\frac{4,88}{5,06}$	$\frac{4,54}{4,24}$	$\frac{4,66}{4,60}$
$\frac{4,68}{4,90}$	$\frac{4,10}{5,12}$	$\frac{4,30}{4,58}$	$\frac{4,34}{5,28}$	$\frac{3,86}{3,64}$
$\frac{5,76}{5,20}$	$\frac{5,88}{4,72}$	$\frac{6,22}{4,36}$	$\frac{5,84}{4,28}$	$\frac{6,26}{5,20}$

3. ТРЕЩИНООБРАЗОВАНИЕ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

В настоящее время в проблеме разрушения твердых тел наметились две принципиально разных точки зрения. Первая, основываясь на законах линейной механики, рассматривает разрушение с учетом таких моментов, используемых для установления граничных условий, как, например, наличие в теле исходных микротрещин. При этом предполагается, что рост трещин под напряжением сопровождается пластической деформацией на кончике продвигающегося разрыва.

Позже к разрушению стали подходить с позиций дислокационной теории. За исходные нарушения принимаются дефекты структуры, которые имеют размеры порядка атомных. Под действием приложенного касательного напряжения дефекты скапливаются около некоторых препятствий, т.е. возле концов линий скольжения, где и возникают значительные растягивающие усилия. Подробный обзор этих работ дается Н.Н.Павловой (1970). Предпринимаются попытки связать макромеханику разрушения с дислокационной теорией прочности (Екобори, 1974).

Вторая теория (кинетической прочности), развиваемая Н.С.Журковым (Журков, Нарзулаев, 1953) и другими, рассматривает разрушение как термофлуктуационный распад атомных связей. Энергия тепловых флуктуаций тратится на рассоединение атомов в нагруженных телах, что и составляет сущность разрушения (Регель и др., 1972). С позиций кинетического подхода разрушение рассматривается как развивающийся во времени процесс накопления каких-либо нарушений, приводящий к образованию разрыва.

Очевидно, образование трещинных структур в горных породах также можно рассматривать как процесс накопления трещинных нарушений под напряжением (Звягинцев, Томашевская, 1973). Однако прямые наблюдения над зарождением и развитием трещин под напряжением в природных условиях невозможны, поэтому их образование изучается путем постановки экспериментов, моделирующих природные условия.

Одним из условий, определяющих поведение пород на глубине, является неравномерное объемно-напряженное сжатие, под действием которого образуются трещины. Ниже приводятся результаты исследования зарождения и развития трещин в образцах в условиях неравномерного сжатия.

ОБРАЗОВАНИЕ ТРЕЩИННЫХ СТРУКТУР
В КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ПРИ НЕРАВНОМЕРНОМ СЖАТИИ.

Методика и аппаратура. Эксперименты проводили¹ на образцах горных пород в гидравлической установке высокого давления (Волярович и др., 1963), в которой создавалось всестороннее сжатие (P) и независимое осевое давление (σ). Образцы для опытов вырезали в форме призмы размером $20 \times 20 \times 50$ мм. Такой размер позволял проводить опыты даже на породах с крупнозернистой структурой. Боковые стенки их покрывали непроницаемой оболочкой из клея БФ-2. Непосредственно к торцам образца крепились металлические поршни, передававшие дифференциальную нагрузку (σ). Опыты проводили на воздушно-сухих или насыщенных водой породах при комнатной температуре.

Дифференциальная нагрузка повышалась с заданной скоростью, которая в зависимости от опыта менялась от 350 до 3 кг/см². сек. В процессе опыта непрерывно регистрировали дифференциальное усилие (σ), продольную ($\epsilon_{||}$) и поперечную (ϵ_{\perp}) деформации, а также собственные сейсмоакустические импульсы (n_s) в диапазоне до 3 кгц, возникающие в образце (Томашевская, Хамидуллин, 1972). Образование их связано с выделением энергии при разрушении в локальных участках образца (Виноградов, 1964). Выбор всестороннего давления определялся предполагаемой глубиной залегания испытываемой породы. Эксперимент мог быть приостановлен на любой стадии деформации, отсчитываемой от разрушающей нагрузки (σ_{\max}), для определения пористости в деформированных образцах и изготовления шлифов с последующим изучением под микроскопом остаточных деформаций.

Характеристика пород. Исследовали магматические образования с разной степенью вторичных изменений. По петрографическому составу среди них выделяются граниты, гранодиориты и габбро Камчатки; диориты и плагиогранит-порфиры Средней Азии; гранито-гнейсы и сениито-гнейсы Кольского полуострова; долеритовые базальты Кавказа.

Гранит (обр. 10243) взят из интрузива Ахонтен на Камчатке. Порода обладает порфиroidной структурой за счет таблитчатых выделений плагиоклазов. Размер зерен составляет 0,1–2,5 мм по длинной стороне. Граниты сложены (в %): олигоклазом (32,6), микроклином (31,2), кварцем (28), роговой обманкой (5), биотитом (2) и магнетитом (1). Порода свежая, структура основной массы гипидиоморфно-зернистая за счет более крупных выделений плагиоклазов, текстура массивная. Объемный вес гранитов – 2,60 г/см³, эффективная пористость – 1,78%.

¹ Эксперименты выполнены совместно с И.С.Томашевской, которая проводила опыты по деформации образцов с разным соотношением всестороннего давления и осевой нагрузки.

Гранодиорит (обр. 10245) взят также из интрузива Ахотген на Камчатке. Он обладает порфировидным сложением за счет табличчатых выделений плагиоклазов. Размеры зерен основной массы 0,1–1,5 мм. В минеральном составе отмечаются (в %): андезин (44,5), микроклин (24,5), кварц (17,4), роговая обманка (5,9), биотит (6,2) и магнетит (1,7). Вторичные процессы незначительны, преобладает слабая эпидотизация, занимающая менее 0,2% площади шлифа. Структура основной массы разнозернистая. Объемный вес гранодиоритов $2,62 \text{ г/см}^3$, эффективная пористость 1,63%.

Габбро (обр. 10241) взят в районе г.Петропавловска-на-Камчатке. Это крупнозернистые образования (размер зерен до 5 мм), представленные измененными кристаллами лабрадора (70%), между которыми располагаются пироксен (27%) и рудный минерал (3%). Плагиоклазы сильно сосюритизированы с потерей двойникового строения. По пустотам отлагается карбонат. Структура породы долеритовая. Объемный вес $2,91 \text{ г/см}^3$, пористость эффективная 1,28%.

Диорит (обр. 2551) взят в Чаткальских горах в районе г.Ташкента. Порода представлена (в %) сильно измененными андезинами (57), уралитизированными амфиболами (30), калиевым полевым шпатом (7), измененным пироксеном (4) и рудным минералом (2). Вторичные образования – серицит, карбонат, хлорит и кварц. Объемный вес диоритов $2,72 \text{ г/см}^3$, пористость 1,44%.

Плагиогранит-порфир (обр. 2549) также взят в Чаткальских горах в районе г.Ташкента. Порода состоит из тонкозернистой основной массы кварц-полевошпатового состава и представлена серицитом, карбонатом и эпидотом. Вкрапленники, составляющие до 7%, относятся к андезину и почти нацело замещены серицитом. Структура породы порфировая. Объемный вес породы $2,69 \text{ г/см}^3$, пористость 1,3%.

Гранито-гнейс (обр. 728) отобран в районе Печенги на Кольском полуострове. Он сложен зернами (до 5–7 мм) микроклина (40%), олигоклаза (25%), кварца (25%) и биотита (9%). В результате разгнейсования образовалась слабая преимущественная ориентировка зерен длинной стороной в одном направлении. В кварце отмечается облачное угасание, что указывает на искривление зерен в результате пластической деформации. Структура зернистая, текстура гнейсовидная. Объемный вес пород $2,79 \text{ г/см}^3$, пористость 0,49%.

Сиенито-гнейс (обр. 491), рихсхоррит, взят из Хибинского интрузива на Кольском полуострове. В его составе преобладают (в %) полевые шпаты (45), нефелин (36), спюда (6), эвдиалит (5), астрофиллит (3) и рудный минерал (2). Структура породы зернистая (размер зерен 1–2,5 мм), переходящая в пойкилитовую при прорастании полевого шпата нефелином. Текстура гнейсовидная за счет вытянутости темноцветных минералов в одном направлении. Объемный вес пород $2,60 \text{ г/см}^3$, пористость 0,84%.

Базальт долеритовый (обр. 14869) взят в районе г. Абовяна в Армении. Порода состоит из плотно упакованных кристаллов лабрадора, которые составляют 90% от общего объема. Размер кристаллов плагиоклаза по длинной стороне составляет 1-5 мм. Между ними находятся овальные зерна пироксена (5%), оливина (4%) и редкие неправильные выделения магнетита (1%). Структура долеритовая, текстура ориентированная, обусловленная вытянутостью плагиоклазов длинной стороной в одном направлении. Объемный вес базальтов 2,78 г/см³, эффективная пористость 2,86-6,16%.

Зарождение и развитие трещин показано на основании изучения шлифов, приготовленных из пород, прошедших равные стадии деформаций. Примером служат граниты (обр. 10243), в которых до опытов не отмечено ни вторичных изменений, ни сколько-нибудь заметных деформаций (табл. I, 1)¹. Привлечение других пород с различными изменениями или остаточными деформациями всякий раз оговаривается.

Деформирование гранитов проводили на воздушно-сухих породах при всесторонних давлениях $P = 1,5$ кбар, полное разрушение образцов - при осевых нагрузках $\sigma_{\max} = 5,4-5,5$ кбар.

На первых этапах нагружения (25% от σ_{\max}) превышение осевого давления над всесторонним сжатием составляло 1-1,35 кбар. В деформированных образцах на поверхности трещины не прослеживаются. В шлифах наблюдаются пластические деформации, выраженные в виде трансляции, например в кристалле плагиоклаза по плоскости (010) в одной из двойниковых пластинок (табл. I, 2). Причиной этого послужил другой кристалл плагиоклаза, который основанием призмы давил на половину двойниковой пластинки деформированного минерала. В микроклинах также отмечается появление пластинок скольжения (табл. I, 3), которые хорошо видны, когда повернуты под углом к плоскости (010). Особенно интенсивно процессы скольжения развиваются в кварце, когда в результате перераспределения напряжений точечные дефекты, в данном случае газово-жидкие включения, выстраиваются в субпараллельные цепочки (табл. I, 4). Иногда, сливаясь, цепочки образуют извилистые нарушения трещинного типа. По некоторым из них происходит скольжение.

Перекристаллизация наиболее характерна для полевых шпатов. В плагиоклазе, потерявшем двойниковое строение, на окончании сложной трещины скалывания образовался мелкий индивид того же состава, повернутый под углом к первичному минералу. Вновь образованный кристалл отличается большой чистотой и хорошо выраженным двойниковым строением.

Также широко развиваются катакlastические течения, при этом первичное зерно кварца распадается на несколько более мелких овальной формы. Промежутки между ними заполняются перетертым полевошпатовым веществом, которое приобрело гонкозернистое строение и бурю окраску. На контактах зерен с разными упругими

¹ Таблицы I-IV см. в конце книги.

свойствами, например кварца с полевым шпатом, отмечаются межзерновые подвижки. Перемещение сопровождается перетиранием микроклинового вещества, за счет чего между зернами образуется зона гонкозернистого строения бурого цвета. Приведенные примеры показывают, что катаклазу в это время характерна деформация без разрыва сплошности породы, так как образовавшиеся полости заполняются более пластичным материалом.

Хрупкие разрушения исследуются на основе изучения трещин отрыва и трещин скальвания. По размерам различаются "микротрещины", располагающиеся обычно в кристаллических зернах, и "макротрещины", которые выходят за их пределы.

Микротрещины отрыва развиваются в связи с возникновением концентрации напряжений на ограниченных участках. В том случае, если на кристалл плагиоклаза давит более мелкий того же состава, ребром грани последнего создается сосредоточенная нагрузка, что приводит к образованию трещины отрыва с переходом в трещину скальвания. Такой механизм трещинообразования встречается часто. Часто микротрещины приоткрывания возникают по плоскостям спайности. Они отмечаются в биотите, микроклине (табл. II, 1) и плагиоклазе. Макротрещины при общей их извилистости имеют ступенчатые поверхности отрыва.

Трещины скальвания развиваются более интенсивно. В геологической литературе под понятием трещины скальвания обычно подразумевается нарушение с полной потерей связности материала, вызванное перемещением разобренных блоков в твердом теле. В условиях же неравномерного сжатия на начальных стадиях приложения осевой нагрузки отмечается незначительное перемещение блоков, при этом происходит частичная потеря связности. Как правило, в это время возникают микротрещины. Образование их в подавляющем большинстве, как и трещин отрыва, связано с перераспределением напряжений вследствие появления сосредоточенных нагрузок. Так, трещина скальвания в кварце возникает в результате концентрации напряжений острой гранью плагиоклаза. Она имеет куписообразное строение и выполнена перетертым материалом. Эта же трещина, продолжаясь дальше, затухает в соседнем зерне микроклина, где она выполнена слюдистыми минералами. В некоторых зернах кварца отмечается несколько трещин скальвания, имеющих изогнутую форму и выполненных перетертым материалом (табл. II, 2). Макротрещины обычно захватывают два-три зерна, потом затухают. Пластические деформации и хрупкие разрушения при этих давлениях происходят в локальных участках без перестройки общего структурного облика породы.

При увеличении дифференциального напряжения до 50% от σ_{\max} число нарушенных участков возрастает, особенно разрушения по скальванию. В результате изменения направления нагрузки некоторые плагиоклазы теряют двойниковое строение (табл. II, 4). В новых условиях образуются клиновидные двойники роста с полосами аккомодации, которые имеют четкие контакты с первичным минералом

(табл. III, 3). Тормозом для дальнейшего роста таких двойников служит трещина отрыва. Отмечается тенденция группировки сколовых нарушений в зоне, расположенной под углами $30-35^{\circ}$ к направлению приложения дифференциальной нагрузки, т.е. в будущей зоне потенциального разрыва; на поверхности образцов нарушения она не прослеживается.

При значениях дифференциальной нагрузки, составляющих 75% от σ_{\max} , общий структурный облик породы еще сохраняется. В это время концентрация напряжений достигает таких величин, когда происходит перекристаллизация в кристаллах роговой обманки (табл. III, 1). Новый кристалл округлой формы возник на пересечении двух трещин скальвания, в участке максимальной концентрации напряжений. В краевой зоне шлифа наблюдается локальная перестройка структуры из хаотической в ориентированную, обусловленную поворотом кристаллов длинной стороной перпендикулярно к плоскости сдвига. Сам сдвиг расположен в будущей зоне разрушения. При этих напряжениях усиливаются процессы двойникования. Вновь образованные кристаллы, например плагиоклаз, усложняются (табл. III, 2); двойникование осуществляется по плоскости (001). Перемещенный блок является зеркальным отражением недеформированного участка. Между крупными кристаллами увеличиваются подвижки, которые видны по вновь образованным прослойкам перетертого материала в виде тонкозернистой массы (табл. III, 3).

При дифференциальных напряжениях выше 75% от σ_{\max} начинается процесс усиленного роста и слияния трещин в плоскостях наибольших скальвающих напряжений. Этот вывод основан на том, что на поверхности образцов в это время наблюдаются видимые трещины. В эту же стадию происходит лавинное нарастание числа сейсмоакустических импульсов, что также свидетельствует об увеличении числа хрупких разрушений.

В разрушенных образцах обычно прослеживается одно главное нарушение, выполненное обломками и песком трения (табл. III, 4), которое классифицируется как трещина скальвания с катаклазом. Минералы в обломках несут на себе следы пластических деформаций. От нее отходят более мелкие трещины скальвания. Все они наклонены под углами $30-35^{\circ}$ к направлению осевой нагрузки. Субпараллельно главному нарушению прослеживается серия мелких, слепо оканчивающихся трещин отрыва. Катаклаз, происходящий в трещине скальвания, имеет хрупкую природу. В зоне скальвания происходит относительное разуплотнение, что способствует хрупкому разрушению пород в боковых стенках при перемещении блоков. Как было отмечено (Звягинцев и др., 1972), хрупкие разрушения развиваются преимущественно внутри зерен, межзерновые контакты в большинстве своем не являются источником низкой прочности.

В породах, прошедших стадию пластических деформаций в твердом состоянии в природных условиях, например гранитогнейсы, вплоть до разрушения отмечаются преимущественно пластические деформации. Хрупкие разрушения встречаются в основном внутри от-

дельных зерен, реже есть трещины скальвания, захватывающие несколько зерен (табл. IV, 1). В этих породах минералы в процессе геологической истории приобрели способность к большим пластическим течениям под нагрузкой. Разрушенные гранитоиды, как и граниты, имеют одно главное нарушение, выполненное обломками и песком трения.

В тонкозернистых плагιοгранит-порфирах на начальных стадиях нагружения под микроскопом не отмечается существенных деформаций, хотя единичные сейсмоакустические импульсы регистрируются вплоть до нагрузок, составляющих 75% от σ_{\max} . Перед разрушением наблюдается лавинный рост импульсов. Под микроскопом фиксируются отдельные трещины отрыва (табл. IV, 2), протяженностью 5–10 мм, местами залеченные гематитом, наиболее пластичным из окружающих минералов. При разрушении отмечается одно магистральное разрушение с небольшим количеством обломков.

В мономинеральных доперитовых базальтах, состоящих на 90% из основных плагииоклазов, в недеформированных образцах отмечаются только нарушения в пределах локальных участков минералов. Эти нарушения, представленные мелкими (менее 1 мм) трещинами отрыва (табл. IV, 3), являющимися результатом термоупругих напряжений, возникающих вокруг микровключений, захваченных при быстрой кристаллизации плагииоклазов. При наложении нагрузки в них возникают нарушения в результате перераспределения напряжений, которые отмечаются в шлифах, и регистрируются сейсмоакустическими импульсами, особенно в насыщенных водой образцах. Это в основном мелкие трещины скальвания, которые еще соизмеримы с трещинами, возникшими ранее при кристаллизации породы. Такое состояние длится вплоть до нагрузок, близких к разрушающим. В образцах, деформированных при нагрузках, равных 90% от разрушающей, в отдельных кристаллах возникают уже более протяженные нарушения ступенчатой формы (табл. IV, 4). В этих нарушениях по отдельным плоскостям происходило скольжение, в результате чего возникли сложные трещины скальвания, переходящие в трещины отрыва. В разрушенных образцах также отмечается магистральная трещина скальвания с катаклизом.

Изменение физических характеристик в процессе разрушения пород

Прочностные свойства. Установлено, что для всех пород независимо от состава отмечается общая тенденция к увеличению прочности с повышением всестороннего давления. Однако при одном и том же давлении прочность может быть понижена уменьшением скорости деформации.

Для пород, не прошедших стадию структурной перестройки в твердом состоянии (например, граниты, гранодиориты, плагиигранит-порфиры, диориты и габбро), повышение основности в целом ведет к увеличению прочностных свойств (рис. 22). При этом колебание

в содержании измененных темноцветных минералов (диорит) увеличивает разброс пределов прочности. Уменьшение зернистости несколько повышает прочность породы в целом и уменьшает разброс, что подтверждается даже серицитизированными плагиогранит-порфирами.

Прочностные свойства пород одинакового состава зависят от вторичных структурно-деформационных изменений, которые они претерпели в твердом состоянии. Так, для гранитов и гранодиоритов при всестороннем давлении 1,5 кбар разрушение наступает при осевых нагрузках 3–4 кбар, а для гранито-гнейсов – всего при 2 кбар. Перечисленные породы имеют одинаковый состав, однако пористость гранито-гнейсов значительно ниже, чем пористость гранитов и гранодиоритов. Это объясняется структурной перестройкой при процессе формирования в пластическом режиме гранито-гнейсов.

Сейсмоакустические импульсы отражают процесс возникновения хрупких нарушений при нагружении. По характеру и времени возникновения импульсов все породы можно разделить на две группы, различные между собой.

Породы первой группы характеризуются первичными структурами, возникшими при кристаллизации из расплава. Вторичные процессы не приводили к существенной перестройке в них. Для этих пород импульсы регистрируются начиная с ранних этапов приложения осевой нагрузки с неравномерным нарастанием вплоть до разрушения (рис. 23, а).

Для пород второй группы, куда входят гранито-гнейсы и сиенито-гнейсы, сейсмоакустические импульсы зарегистрированы только при нагрузках, близких к разрушающим (см. рис. 23, б). Однако в шлифах, приготовленных из пород второй группы, хрупкие нарушения отмечаются для образцов, деформированных в диапазоне нагрузок 25–75% от σ_{\max} . Отсутствие в это время импульсов на записи связано, возможно, с тем, что нарушения незначительны (это при изучении под микроскопом не подтверждается) либо остаточные деформации способствуют прохождению разрушений с незначительным выделением упругой энергии. Это наиболее вероятно, если принять во внимание сравнительно пониженные прочностные характеристики для этих пород.

Деформационные свойства. Деформации пород как функции разрушающей нагрузки показаны на рис. 23. Все образцы разрушались хрупко, продольная деформация в момент разрушения, т.е. вдоль оси сжатия, достигала 0,35–0,95%, а поперечная – не превышала 0,5%.

По характеру деформационных кривых видно, что отклонение от линейности имеет место уже на начальных стадиях нагружения. Наиболее значительное отклонение деформации от линейности совпадает по времени с резким ростом числа акустических импульсов (n_s) в области разрушающих нагрузок, равных 80–95% от σ_{\max} . Все это указывает на то, что неупругие явления начинают проявляться с момента приложения осевой нагрузки. Причина деформационной неоднородности связана с упругой анизотропностью минералов,

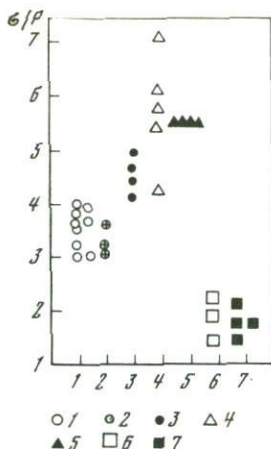
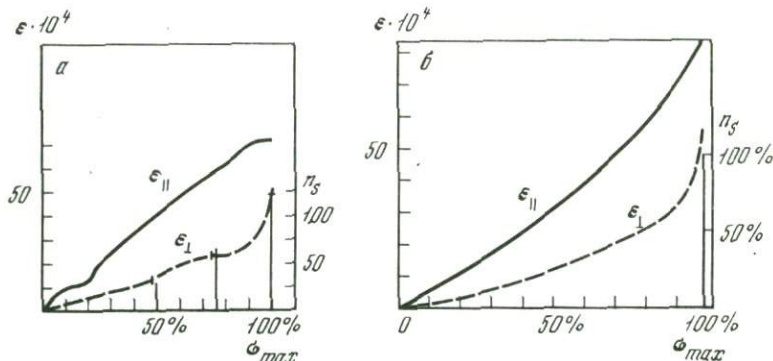


Рис. 22. Изменение отношения осевой нагрузки (σ) и всестороннего давления (P) при разрушении кристаллических пород
 1 - гранит, 2 - гранодиорит, 3 - габбро, 4 - диорит, 5 - плагιοгранит-порфир, 6 - гранито-гейс, 7 - сиенито-гнейс

Рис. 23. Накопление сейсмоакустических импульсов (n_s) и поведение продольной ($\epsilon_{||}$) и поперечной (ϵ_{\perp}) деформаций на различных стадиях нагружения образцов гранита при $P = 1,5$ кбар (а) и гранито-гнейса при $P = 1,3$ кбар (б) (по И.С.Томашевской)



вызывающих локальные пластические деформации и хрупкие разрывы.
 Таким образом, в изменении комплекса физических параметров в процессе деформирования намечаются две четко разграниченные области, хорошо прослеживающиеся при распределении сейсмоакустических импульсов. Порогом, разделяющим эти области, является лавинное образование импульсов, приходящихся на значение осевой нагрузки, равной около 80% от разрушающей. Чем больше в породе вторичных структурно-деформационных преобразований, тем ближе к разрушающей нагрузке расположен порог.

Влияние контакта на трещинообразование и разрушение пород

Экспериментальное исследование посвящено выяснению роли контакта в породах на подготовку и развитие магистральных трещин, приводящих к разрушению. Для этого был выбран блок кристаллической породы из Мегринского плутона в Армении. К блоку приварен контакт между гранитом и ксенолитом (табл. V, I).

Гранит представляет собой крупнозернистую породу с размером зерен 1–4 мм по длинной стороне. Минеральный состав следующий (в %): альбит–олигоклаз (48), калиевый полевой шпат (28), кварц (20), биотит с роговой обманкой (4). В исходном граните отмечаются остаточные деформации, выразившиеся в искривлении зерен биотита и плагиоклаза. Отмечается сильное облачное угасание в зернах кварца в связи с нарушениями его структуры. Хрупкие разрушения в основном представлены трещинами скальвания, реже – отрыва.

Ксенолит представляет собой роговик, сложенный ксеноморфными зернами размером 0,1–0,5 мм в поперечнике, относящийся к кварцевому диориту. Он представлен минералами (в %): андезин (45), темноцветные роговая обманка и биотит (30), калиевый полевой шпат (15) и кварц (10). В ксенолите отмечаются остаточные деформации, но они проявлены гораздо слабее, чем в граните. Пластические деформации выразились в слабом искривлении зерен плагиоклаза и темноцветных. Хрупкие разрушения в основном относятся к трещинам скальвания, развитым в пределах отдельных минералов.

По физическим свойствам эти породы также различны. Гранит имеет среднюю пористость 2,20% и объемный вес 2,59 г/см³, в ксенолите пористость уменьшается до 1,80%, а объемный вес возрастает до 2,69 г/см³. По упругим свойствам гранит изотропен, ксенолит анизотропен с максимумом в направлении, параллельном контакту.

Образцы для экспериментов вырезали непосредственно из гранита или ксенолита, а также двухслойные – гранит–ксенолит. Двухслойные вырезали таким образом, что угол между контактом и направлением осевой нагрузки составлял 90–60°. Разрушение пород производили при атмосферных условиях и при всестороннем давлении, равном 1 кбар, что соответствует глубинам 3–5 км, по которым проходит граница консолидированной коры.

Образование и развитие трещин. На начальных этапах в образцах гранита, деформированных в условиях всестороннего давления, равного 1 кбар, и максимальной дифференциальной нагрузки, не превышающей $0,15 \sigma_{\max}$, зерна кварца характеризуются блоковым строением с поворотом каждого блока на некоторый угол к первичному положению зерна. Это фиксируется разными углами погасания для каждого из блоков. Хрупкие разрушения проявляются в увеличении количества и размеров трещин скальвания, которые, как правило, располагаются в пределах отдельных зерен. После осевых нагрузок порядка $0,7 \sigma_{\max}$ отмечается увеличение нарушений сдвигового характера. При этом прослеживаются трещины скальвания, пересекающие несколько зерен разного состава. На некоторых участках трещин происходит перетираание боковых стенок, что указывает на относительное перемещение сопряженных блоков по отношению друг к другу.

Таблица 17

Максимальная прочность в контактных породах гранит-ксернолит

Порода	σ_{\max} , кбар	
	$P = 1$ атм	$P = 1$ кбар
Гранит	1,34	3,10
Ксернолит	1,92	4,35
Гранит-ксернолит	2,02	1,9

Ксернолит по сравнению с гранитом менее подвержен изменениям, но после приложения даже небольших дифференциальных нагрузок, составляющих $0,15 \sigma_{\max}$, отмечается увеличение нарушений хрупкого характера с развитием трещин скальвания. При повышении осевого напряжения до $0,5 \sigma_{\max}$ число трещин возрастает, но образование их происходит в основном в пределах отдельных минералов.

Иной характер носит развитие нарушений в зоне контакта двухслойной породы. Даже в образцах, не деформированных в камере высокого давления, видно, что в гранитах при контактовой части нарушения типа трещин скальвания развиты более интенсивно (табл. V, 2). По мере увеличения дифференциальной нагрузки происходит все большее развитие нарушений по сколу, которые, зарождаясь в граните, при подходе к ксернолиту затухают. Торможение трещин происходит не только в более прочной породе ксернолита, но и на границе ранее существовавших трещин в самом граните. Таким образом, с возрастанием дифференциальных напряжений происходит как бы накопление нарушений в граните и торможение их в ксернолите (табл. V, 3). Только отдельные трещины неглубоко проникают в породу ксернолита. В контактовой зоне ксернолита также отмечаются единичные вновь образованные нарушения по сколу, но они не выходят за пределы отдельных зерен и не нарушают упругого равновесия в данном объеме.

Ранее было показано (Звягинцев и др., 1972, 1974), что в условиях неравномерного сжатия в однородных породах происходит развитие нарушений в основном сдвигового характера, которые являются результатом концентрации напряжений на отдельных участках в силу упругой анизотропности слагающих минералов. На контакте двух сред под давлением возникают дополнительные напряжения, связанные с разными упругими и прочностными свойствами, при этом в наименее прочной породе происходит увеличение числа нарушений в зоне контакта.

Интересные наблюдения по торможению трещин в более пластичных породах сделали И.В. Лучицкий, В.И. Громин, Г.Д. Ушаков (1967) при деформации слоистых сред, склеенных канадским бальзамом. По

их данным, при невысоком ориентированном давлении (не более 3500 кг/см^2) трещины, возникшие в кварците, затухали в более пластичных мраморе и серпентините. Очевидно, одним из условий торможения нарушений при фиксированном давлении является разность не только упругих, но и деформационных свойств слоистых сред.

При неравномерном сжатии разрушение в контактных породах наступает при меньших дифференциальных напряжениях, чем в однородных. В разрушенных образцах, как и в других породах, прослеживается одно магистральное нарушение, наклоненное под углами $30-35^\circ$ к направлению осевой нагрузки. Под такими же углами оно пересекает контактную зону между гранитом и ксенолитом. Это нарушение представляет собой трещину скальвания, заполненную песком трения и обломками.

Деформация и сейсмоакустика. Изменение деформаций и распределение сейсмоакустических импульсов в контактных образцах показано на рис. 24. Вначале как в граните, так и ксенолите продольные деформации почти одинаковы. При этом у них отмечаются местные перегибы, обусловленные локальными нарушениями. Затем деформация в ксенолите замедляется, а в граните возрастает. Увеличение деформаций в граните сопровождается группой импульсов. Наблюдаются как бы два этапа разрушения контактных образцов; вероятно, вначале это происходит в гранитной части образца и фиксируется резким возрастанием числа импульсов. В дальнейшем увеличение дифференциальной нагрузки приводит к образованию магистрального разрушения в ксенолите. Это фиксируется резким падением дифференциальной нагрузки, в то время как регистрация импульсов все еще продолжается, вызванная, по-видимому, дроблением боковых стенок образца по зоне нарушения.

Прочность. В табл. 17 приведены средние из четырех испытаний значения прочности (максимальное дифференциальное напряжение) в атмосферных условиях при всестороннем давлении 1 кбар образцов гранита, ксенолита и гранит-ксенолита. В атмосферных условиях контактные образцы имели примерно такую же прочность, как и ксенолит. При всестороннем давлении 1 кбар у контактных образцов прочность увеличилась, тогда

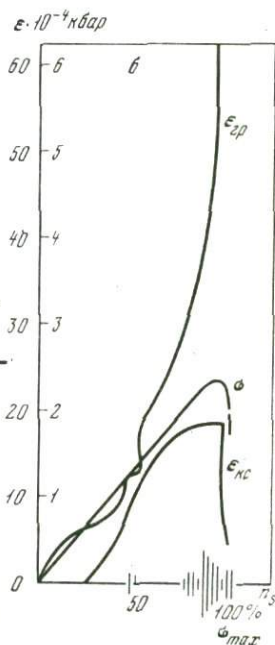


Рис. 24. Характер распределения сейсмоакустических импульсов (n_s) и изменение продольной деформации в граните ($\epsilon_{гр}$) и ксенолите ($\epsilon_{кс}$) в зависимости от напряжения (σ) в контактном образце гранит - ксенолит при $P = 1$ кбар (по И.С.Томашевской)

как у гранита и ксенолита при этих условиях она выросла в два раза.

В контактных образцах по сравнению с однородными происходит накопление хрупких разрушений под напряжением на границе раздела двух сред с разными упругими и деформационными свойствами, что при всех равных условиях влияет на понижение прочностных свойств.

Изменение пористости при деформации пород

Изменение пористости, удельного и объемного весов в зависимости от деформации в породах гранитного (обр. 10243) состава приведено в табл. 18. До деформации в камере граниты имели общую пористость 2,07%, а эффективную - 1,78%.

В деформированных породах отмечается уменьшение как общей, так и эффективной пористости. Особенно резкое уменьшение порового пространства наблюдается на начальных этапах приложения осевой нагрузки. В воздушно-сухих образцах гранита, деформированных при 25% от σ_{max} , общая пористость составляет 1,80%, а эффективная - 1,39%. В гранитах, насыщенных водой на 10% общей суммы эффективной пористости и деформированных при тех же значениях осевой нагрузки, общая пористость еще ниже и составляет 1,62%, а эффективная - 1,15%. С повышением осевой нагрузки наблюдается тенденция к дальнейшему неравномерному уменьшению пористости как в воздушно-сухих, так и в насыщенных водой образцах

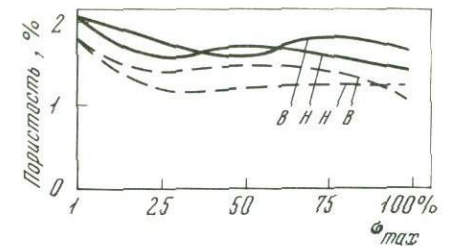
Таблица 18

Изменение пористости в зависимости от деформации гранитов

Давление	Воздушно-сухие				
	γ , г/см ³	ρ , г/см ³	$\Pi_{общ}$, %	$\Pi_{эфф}$, %	Открытые поры, %
До деформации в камере $P = 1$ атм	2,66	2,60	2,07	1,78	86,0
% от σ_{max} при $P = 1,5$ кбар					
25	2,64	2,60	1,80	1,39	77,2
50	2,64	2,61	1,58	1,48	93,6
75	2,65	2,60	1,78	1,40	79,2
100	2,64*	2,60	1,63	1,16	71,1

* Определения проведены на обломках, не потерявших сплошности.

Рис. 25. Изменение эффективной (1) и общей (2) пористости в зависимости от напряжения (σ) в воздушно-сухих (в) и насыщенных водой (н) гранитах (обр. 10243)



(рис. 25). В разрушенных породах, в обломках, не потерявших сплошности, пористость как общая, так и эффективная все еще значительно ниже, чем в породах, недеформированных в камере. Для пород гранитного состава на всех этапах приложения осевой нагрузки эффективная пористость преобладает над закрытой и составляет 70-93% (табл. 18).

Объемный вес по-разному деформированных воздушно-сухих образцов гранита не меняется и в среднем равен 2,60 г/см³, лишь в единичных случаях достигает 2,61 г/см³. В гранитах, в порах которых при деформации присутствовала вода, объемный вес стабильно составляет 2,61 г/см³. Это объясняется скорее всего защемлением какой-то части жидкости в порах, которые замкнулись уже в процессе деформации. Удельный вес пород, прошедших деформацию, несколько ниже, чем в недеформированных разностях. С одной стороны, это связано с частичной перекристаллизацией, что отмеча-

(обр. 10243)

Давление	Насыщенные водой					H ₂ O относительно $\Pi_{эфф}$, %
	γ , г/см ³	ρ , г/см ³	$\Pi_{общ}$, %	$\Pi_{эфф}$, %	Открытые поры, %	
До деформации в камере $P = 1$ атм	2,66	2,60	2,07	1,78	86,0	-
% от σ_{max} при $P = 1,5$ кбар						
25	2,66	2,61	1,62	1,15	71,0	7,8
50	2,66	2,61	1,70	1,20	70,6	-6,9
75	-	-	-	-	-	-
100	2,65	2,61	1,42	1,23	86,7	6,9

лось при петрографическом изучении шлифов, с другой - возможным растворением части твердой фазы в солевом растворе, который находится в замкнутых порах. Это подтвердилось при деформировании долеритовых базальтов, общая пористость которых равна 6-7% (Томашевская, Звягинцев, 1973). У этих пород замкнутые поры составляют 40-60% общей пористости, а удельный вес в деформированных образцах уменьшается на 0,2-0,3 г/см³. Как известно, при определении удельного веса жидкие включения ликвидируются путем дробления.

В контактных породах гранит-ксенолит (обр. 12773) наблюдается резкое изменение параметра пористости. Эти породы в природных условиях прошли стадию изменений и несут на себе следы как остаточных пластических деформаций, так и крупных разрушений. Начальная пористость в гранитах из контакта как общая ($P_{общ} = 2,51\%$), так и эффективная ($P_{эфф} = 1,29\%$) до деформации в ка-

Таблица 19

Изменение пористости при деформации контактных пород гранит-

Давление	Гранит				
	γ , г/см ³	ρ , г/см ³	$P_{общ}$, %	$P_{эфф}$, %	Открытые поры, %
Недеформированные в камере $P = 1$ атм	2,67	2,60	2,51	1,29	51,4
	2,66	2,59	2,70	2,20	81,5
Деформированные при $P = 1$ кбар	2,65	2,61	1,75	1,15	65,7
	2,65	2,60	1,74	1,17	67,4
% от σ_{max} при $P = 1$ кбар					
25	2,67	2,62	1,98	1,40	70,7
50	2,65	2,61	1,68	0,95	56,5
	2,67	2,62	1,88	0,75	40,0
75	2,65	2,60	1,77	0,87	49,1
	-	-	-	-	-
100	2,65**	2,60	1,96	1,09	55,6
	2,65	2,59	2,16	1,13	52,3

* В числителе параметры пород из контакта, в знаменателе - вдали от него.

** Определения произведены на обломках, не потерявших сплошности.

мере меньше, чем в породах, находящихся вдали от него ($P_{общ} = 2,70\%$; $P_{эфф} = 2,20\%$). В породе ксенолита из контактной области общая пористость (2,95%) несколько больше, чем в породах, удаленных от него (2,78%). В отношении эффективной пористости для ксенолита наблюдаются обратные соотношения (табл. 19). Для образцов, сложенных гранитом, при воздействии на них только всестороннего давления 1 кбар, отмечается значительное уменьшение как общей, так и эффективной пористости. Под воздействием осевой нагрузки при всестороннем давлении 1 кбар общая пористость не меняется. Эффективная пористость по мере увеличения осевого давления уменьшается (см. табл. 19).

В породах гранитного состава из контактной зоны, деформирующихся совместно с ксенолитом под воздействием только всестороннего давления, также отмечается уплотнение с уменьшением общей

ксенолит (обр. 12773)*

Ксенолит				
γ , г/см ³	ρ , г/см ³	$P_{общ}$, %	$P_{эфф}$, %	Открытые поры, %
2,76	2,67	2,95	1,64	55,6
2,77	2,69	2,78	1,80	64,7
2,75	2,67	3,02	2,15	71,2
2,76	2,69	3,00	2,39	79,7
2,76	2,69	2,61	1,18	45,2
2,75	2,69	2,10	0,82	39,1
2,74	2,69	2,04	1,03	50,5
2,75	2,68	2,29	0,87	38,0
-	-	-	-	-
2,75	2,68	2,55	0,97	38,0
2,73	2,68	1,85	0,91	49,1

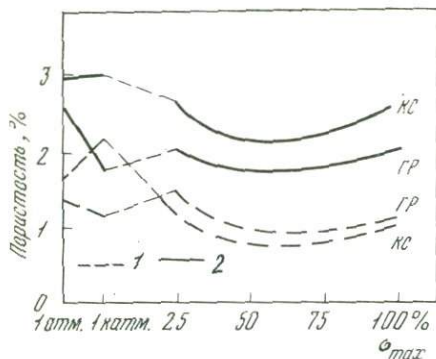


Рис. 26. Изменение эффективной (1) и общей (2) пористости в граните (ГР) и ксенолите (КС) в зависимости от напряжения при деформации контактной породы гранит-ксенолит.

пористости на 30%, а эффективной — на 11%. При деформации гранитов под осевыми напряжениями, равными 25% от разрушающей, общая пористость (1,98%) несколько возрастает. Дальнейшее увеличение осевых нагрузок вплоть до разрушения мало изменяет этот параметр. Примерно то же отмечается в изменении показателя эффективной пористости (рис. 26).

В деформированных породах, слагающих ксенолит вдали от контакта, после воздействия только всестороннего давления фиксируется некоторое увеличение как общей, так и эффективной пористости. Под воздействием осевых нагрузок происходит постепенное уменьшение этих показателей до разрушения породы. В породах ксенолита из контактной зоны после снятия всестороннего давления в 1 кбар также отмечается увеличение общей пористости на 2%, при этом эффективная пористость постепенно уменьшается с увеличением напряженного состояния. Если в процессе деформации гранитов Камчатки эффективная пористость преобладала над закрытой, то в этих породах из контактной зоны, например в граните, она составляет 70–49%, а в ксенолите — 71–38%. Очевидно, граниты Кавказа в результате формирования приобрели способность к большим пластическим деформациям, что привело к закрытию части открытых пор.

Следовательно, в горных породах под напряжением и без воздействия температуры в результате только деформационных превращений происходит изменение и перестройка порового пространства. С увеличением деформационных изменений обычно уменьшается поровое пространство в горной породе. Эта способность к уплотнению за счет свободного пространства отмечается при наложении только всестороннего давления для пород, прошедших до этого в своей истории стадию деформационных изменений в твердом состоянии. При совместной деформации двуслойных сред с разными упругими свойствами в наиболее прочной, в данном случае в ксенолите, представленном кварцевым диоритом, под воздействием всестороннего давления происходит некоторое увеличение количества пор. Этот факт следует, по-видимому, объяснить возникновением растягивающих

напряжений в ксенолите, поскольку граничная часть обладает большим коэффициентом сжимаемости, что приводит к развитию в породе ксенолита необратимых хрупких нарушений, которые и фиксируются увеличением порового пространства.

ОБРАЗОВАНИЕ ТРЕЩИН ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ НВАЗИВСЕСТОРОННИХ ДАВЛЕНИЙ И ТЕМПЕРАТУР

Изучение изменений порового пространства и характера деформаций, приводящих к образованию трещин, проводили на образцах пород под воздействием давления и температуры на установке одноосного сжатия в пиррофиллитовых контейнерах с внутренним нагревом (Бутузов и др., 1968). В данных экспериментах образцы исследовали при давлении до 40 кбар и температуре до 700°C. Поскольку давление на образец передавалось твердой средой с подогревом, остановимся несколько подробнее на методике и условиях эксперимента.

Методика и условия эксперимента. Цилиндрические образцы горных пород помещали в упаковку, которая представляет собой пиррофиллитовый контейнер в виде двояковыпуклой линзы. В опытах с нагревом конструкция контейнера усложнялась за счет ввода графитового нагревателя и пиррофиллитовой изолирующей трубки, располагающейся между образцом и нагревателем. Подогрев осуществлялся электрическим током. Температуру определяли с помощью термомпар, которые помещали в центре и на поверхности торца образца. Давление измеряли на основании калибровки по точкам переходов в висмуте, талли и барии.

В этих условиях испытываемое образцом сжатие было неравномерно-всесторонним с неизвестными значениями осевого и боковых давлений. Поскольку тип деформации зависит от характера создаваемых напряжений, предварительно были проведены опыты по качественному определению характера и величины неравномерности напряжений, возникающих в камере высокого давления при данной упаковке образцов. С этой целью изготовленные из пиррофиллита многослойные контейнеры, а также цельные контейнеры с тонкостойным образцом были подвергнуты давлению 10, 20, 40 и 50 кбар. Деформированность слоев контейнера после воздействия давления 10 и 50 кбар почти одинакова, т.е. увеличения деформации с повышением давления не наблюдается (Давыдченко, Звягинцев, 1969). Из этого следует, что при малых давлениях величины градиентов в рабочей камере не превышали или были равными (в центральных частях) величине внутреннего трения пиррофиллита. При повышении давления в камере эти градиенты становились меньше, что можно объяснить влиянием двух факторов: уменьшением градиента давления и увеличением внутреннего трения пиррофиллита. Величина внутреннего трения веществ в значительной мере зависит от температуры. Для большинства из них повышение температуры при отсутствии фазовых и структурных изменений ведет к уменьшению внутреннего трения и снижения предела

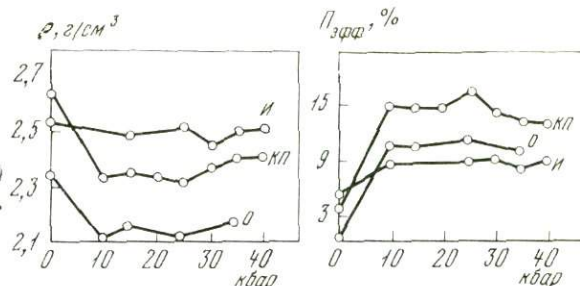
упругости, т.е. способствует пластической деформации. Согласно экспериментальным данным Хальса и Графа (Hulse, Graf, 1965), величина истинной деформации пиррофиллита до температуры порядка 700°C слабо увеличивается. Результаты проведенных опытов показали, что деформации пиррофиллитов, возникающие при температуре до 600°C, аналогичны деформациям, полученным при комнатной температуре. Это позволяет считать, что градиенты давления в центральных частях рабочей камеры с повышением общего давления постепенно уменьшаются, а неравномерно-всестороннее сжатие при начальных нагружениях с повышением давления приближается к равномерно-всестороннему. Изучение характера деформаций в контейнерах из парафина также подтверждает вывод о незначительной величине градиента давления в центральных частях контейнера (Давыденко и др., 1970). Таким образом, с повышением давления разность градиентов давлений хотя и снижалась довольно значительно, но напряжения в камере, следовательно, и в образце оставались квазисвесторонними. В конечном итоге это и привело к развитию в образцах трещиноватости и остаточных деформаций.

Образцы горных пород в виде цилиндров диаметром 8 мм и высотой 7 мм помещали в контейнер и подвергали медленному сжатию до заданной величины давления, а затем включали нагрев продолжительностью 10 мин. После этого нагрев прекращали и медленно снимали давление. В деформированных образцах наряду со структурно-петрографическим изучением пород в шлифах производили измерение объемного веса, эффективной ($\Pi_{\text{эфф}}$, %) пористости и соотношения количества мелких (<0,0002 мм), крупных (>0,0002 мм) и полузамкнутых пор.

Поскольку образцы для эксперимента были небольшого объема (0,3 см³), для исследований отбирали мелкозернистые породы: известняки, кварцевые порфиры и стекловатые обсидианы.

Характер деформаций известняков. Известняки, отобранные в Центральном Дагестане из верхнемеловых отложений, представлены пелитоморфными разностями. Среди тонкозернистой основной массы содержатся редкие обломки органогенных остатков размером 0,1–0,2 мм. В результате воздействия на известняки давления 10–40 кбар в них отмечается слабая деформированность органогенных остатков. Образцы цилиндрической формы укорачиваются (до 20%) в направлении главного усилия и расширяются по диаметру с развитием двух систем трещин, отчетливо фиксируемых в шлифах. Первая система представлена серией трещин скалывания, идущих под острыми (30–45°) углами к оси главного усилия. В торцовых частях образцов эти трещины испытывают изгиб, вызванный более поздним пластическим течением известняка и пиррофиллитового контейнера в радиальном направлении в процессе неравномерного сжатия. Трещины выполнены перекристаллизованными зернами кальцита, но более крупного размера, чем окружающая масса (Табл. V, 4). Вторую систему образуют более редкие грубые трещины отрыва, рас-

Рис. 27. Изменение объемного веса (ρ) и эффективной пористости ($\Pi_{эфф}$) в известняке (Π), обсидиане (O) и кварцевом порфире ($КП$) в результате воздействия на них давления



полагающиеся перпендикулярно оси главного усилия, местами залеченные перекристаллизованным кальцитом,

В опытах с нагревом известняков до $700^{\circ}C$ при давлении 10 кбар установлено, что количество трещин скалывания заметно уменьшается до полного исчезновения при более высоких температурах. Трещины отрыва на всем диапазоне температур остаются постоянными. Среди них преобладают трещины без залечивания.

Объемный вес известняков после проведения опытов под давлением несколько уменьшается, а эффективная пористость увеличивается, причем это изменение не зависит от величины нагрузки в пределах 15–40 кбар (рис. 27). Изучение дифференцированной пористости известняков после воздействия на них давления 10–40 кбар показало резкое увеличение процентного содержания крупных пор ($>0,0002$ мм), постепенное увеличение количества мелких ($<0,0002$ мм) и резкое уменьшение с последующим незначительным возрастанием полузамкнутых пор (табл. 20).

Иная картина наблюдается при воздействии на известняки температуры до $700^{\circ}C$ и давления 10 кбар (рис. 28). Наиболее существенным является непрерывное увеличение объемного веса с увеличением удельного веса кальцита – основного породообразующего минерала известняка. В целом изменение объемного веса в сторону увеличения находится в соответствии с уменьшением эффективной пористости, которая в значительной мере определяется соотношением дифференцированной пористости и прежде всего количеством крупных пор. Однако объемный вес не должен превышать удельный вес кальцита ($2,70$ г/см³). Рост же объемного веса при $T = 500^{\circ}C$ до $2,78$ г/см³ лишь отчасти можно объяснить уменьшением эффективной пористости. Основной причиной этого явления, по-видимому, является частичное фазовое превращение кальцита в арагонит (удельный вес $2,93$ – $2,95$ г/см²). Существующие при высоких давлениях близкие к арагониту плотности кальцита II и III в атмосферных условиях, согласно Бриджмену (Bridgmen, 1949), неустойчивы. Поскольку арагонит по сравнению с кальцитом устойчив в области больших давлений и меньших температур (Clark, 1957; Jamieson, 1953), а по полученным нами данным наблюдается повышение объемного веса известняка в опытах с нагревом при температурах устойчивости, переход кальцита в арагонит происходит в период охлаждения породы. При комнатной температуре воздей-

Таблица 20

Изменение объемного веса и пористости обсидиана, кварцевого порфира

Давление, кбар	Температура, °С	Обсидиан					Кварцевый ρ , г/см ³
		ρ , г/см ³	$P_{эфф}$, %	$P_{дф}$ по отношению к $P_{эфф}$, %			
				> 0,0002	< 0,0002	П,3	
10	200	2,40	1,70	64	34	2	2,54
10	300	2,33	4,65	53	47	0	2,62
10	400	2,33	6,45	50	44	6	2,60
10	500	2,44	1,56	69	13	18	2,62
10	600	-	-	-	-	-	2,65
10	700	2,45	1,89	69	9	22	2,67
10	20	2,11	11,14	97	3	0	2,34
15	20	2,15	10,15	94	6	0	2,35
20	20	-	-	-	-	-	2,34
25	20	2,11	12,30	96	3	1	2,32
30	20	-	-	-	-	-	2,37
35	20	2,17	9,72	97	3	0	2,42
40	20	-	-	-	-	-	2,42
Для неизменных образцов		2,35	0,16	20	42	38	2,66

ствие давления 10-40 кбар не привело к превращению кальцита в арагонит, предварительный нагрев известняков выше 400°C при давлении 10 кбар с последующим охлаждением, очевидно, способствовал достижению равновесия и переходу кальцита в арагонит. Последний, по-видимому, частично сохраняется в качестве метастабильной фазы при снятии давления.

Таким образом, под воздействием давления в известняках интенсивно развиваются трещины скалывания, образование которых в основном происходит при первом нагружении в 10 кбар, а увеличение давления не приводит к существенному изменению количества трещин, что подтверждается измерением эффективной пористости. Трещины отрыва образуются при снятии нагрузки в условиях наиболее высоких градиентов давления в камере. При воздействии температуры трещины, возникшие при наложении давления, частично заживают, что подтверждается постепенным уменьшением эффективной пористости.

Изменения в обсидианах. Обсидиан, взятый в районе пос. Джрабер в Армении, сложен прозрачным изотропным стеклом ($N = 1,497 \pm 0,002$) с хорошо выраженными полосками пылевидного материала. Встречаются микроскопические нитевидные, игольчатые и шаровидные кристаллы, реже - микролиты плагноклаза.

и известняка в результате воздействия давления и температуры

порфир				Известняк				
$P_{эфф}$, %	$P_{дф}$ по отношению к $P_{эфф}$, %			ρ , г/см ³	$P_{эфф}$, %	$P_{дф}$ по отношению к $P_{эфф}$, %		
	> 0,0002	< 0,0002	П,3			> 0,0002	< 0,0002	П,3
	7,54	52	47			1	2,61	4,98
5,14	41	52	7	2,66	4,21	30	53	17
7,23	52	44	4	2,68	4,42	30	56	14
7,15	55	45	0	2,78	2,96	30	62	8
5,97	46	45	9	2,78	3,14	38	56	6
4,16	33	57	10	2,78	2,74	27	66	7
15,14	61	30	9	-	-	-	-	-
15,04	62	31	7	2,50	9,00	66	17	7
15,65	59	33	8	-	-	-	-	-
16,91	61	33	6	2,58	9,41	57	28	15
14,27	61	33	6	2,48	9,22	54	29	17
13,70	62	33	5	2,50	8,62	47	31	22
13,62	63	33	4	2,51	9,46	44	35	21
3,20	34	43	26	2,57	5,27	30	20	50

Воздействие на обсидиан давления 10-40 кбар привело к образованию двух систем трещин. Наибольшее развитие получили трещины отрыва, субпараллельные оси главного усилия. Реже встречаются трещины, наклоненные под углом к оси главного усилия. Очень редки трещины, перпендикулярные этой оси. Изучение объемного веса, эффективной (см. рис. 27) и дифференцированной пористости (см. табл. 20) образцов обсидианов до и после опытов, проведенных при указанных давлениях, показало характер изменения этих характеристик, аналогичный с известняками: резкое уменьшение объемного веса после опытов, увеличение эффективной пористости и количества крупных пор. С увеличением давления эти параметры не изменяются.

При нагревании обсидианов от 200 до 700°C и давлении 10 кбар кроме субпараллельных вертикальных трещин отрыва появляются плавно изогнутые трещины скалывания, наклоненные под углом ~ 45° к оси главного усилия (табл. VI, 1). Несмотря на общее увеличение нарушений в образце под влиянием температуры эффективная пористость уменьшается, что связано с заживанием части нарушений.

В обсидианах, испытывавших нагрев выше 300-400°C, появляется анизотропия (табл. VI, 2), усиливающаяся с повышением температуры, что, очевидно, связано с упорядочением структуры стекла. Это

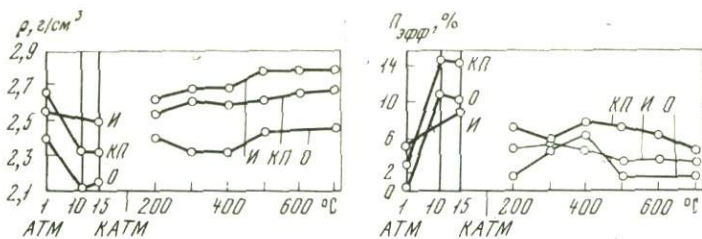


Рис. 28. Зависимость объемного веса (ρ) и эффективной пористости ($P_{эфф}$) в известняке (И), обсидиане (О) и кварцевом порфире (КП) от температуры при давлении 10 кбар

подтверждается при изучении формы эмиссионных линий методом рентгеновской спектроскопии, проведенным И.П. Лапутиной, при этом отмечается более высокая упорядоченность (приближающаяся к тетраэдрической) атомов кислорода вокруг атомов алюминия.

Изменение в кварцевых порфирах. Кварцевые порфиры байосского яруса взяты в районе пос. Дашкесан в Азербайджане. Породы сложены сильно измененными порфировыми вкрапленниками плагиоклаза, реже — кварца, погруженными в тонкозернистый агрегат, представленный полевым шпатом, кварцем, серицитом и эпидотом.

В результате воздействия на породы давления в них отмечается более интенсивное развитие вторичных минеральных образований часто в форме сферолитов. В порфировых выделениях плагиоклаза происходит перекристаллизация эпидота и серицита в более крупные зерна. Рудный минерал окружен каемками эпидота. Кварц порфировых выделений и основной массы имеет более резко выраженные следы давления (трещины, волнистое и мозаичное угасание). Нагревание приводит к появлению перитектических структур обрастания зерен кварца венцом вторичных минеральных образований, основная масса представляет агрегат сферолитов (табл. VI, 3) из вторичных минералов слюды, эпидота, неправильных скоплений эпидотовых зерен, тонкозернистых агрегатов кварца.

Трещинообразование в кварцевых порфирах сопровождается перестройкой структуры породы. Для них наиболее характерны трещины скальвания, образующиеся в плоскости наибольших скальвающих напряжений по отношению к оси главного усилия, под углами 30–38° к плоскости, выполненные перетертым материалом (табл. VI, 4). Нагревание кварцевых порфиров при давлении 10 кбар существенного влияния на развитие трещиноватости не оказывает. Изменение объемного веса и пористости (см. рис. 27, 28) кварцевых порфиров, известняков и обсидианов в результате воздействия на них давления и температуры ничем не отличается.

Таким образом, в образцах, прошедших деформацию, устанавливается три системы трещин: первая представлена трещинами отрыва, развивающимися субпараллельно главной оси сжатия в обсидиане; во вторую входят трещины скальвания, располагающиеся под углом к

ней в известняках, кварцевых порфирах и обсидианах; к третьей относятся также трещины отрыва, зафиксированные в известняках, реже — в кварцевых порфирах и обсидианах, перпендикулярные к оси.

Трещины отрыва первой системы возникают в самом начале сжатия образцов, когда наименьшее из главных напряжений (боковое сжатие) отрицательно. В этих условиях пластических деформаций у обсидианов не отмечается и относительно малая упругая деформация сразу сменяется хрупким разрушением с образованием трещин отрыва, параллельных направлению максимального сжатия. Причиной их образования служит возникновение растягивающих усилий в связи с истечением вещества контейнера в направлении, перпендикулярном оси сжатия.

Уменьшение градиента давлений в камере при повышении сжатия приводит к образованию трещин скалывания (вторая система), представляющих собой результат нарушений сдвигового характера, которые в основном происходят в направлении максимальных касательных напряжений. Н.А. Елисиев (Елисиев, 1963) указывал, что при повышении гидростатического давления образование открытых трещин уступает место пластической деформации со скалыванием по бесчисленным трещинам скалывания, располагающимся под углом 45° к направлению давления.

Увеличение общего давления в рабочей камере ведет к усилению пластических свойств породы. В этих условиях хрупкие разрушения с образованием трещин происходят в виде дифференциальных сдвиговых перемещений в местах наибольших концентраций напряжений — в основном в пределах зерен, реже — по межзерновым контактам. За счет пластического течения материала в радиальном направлении и изменения формы образцов трещины отрыва и скалывания изгибаются особенно в торцовых частях.

Таким образом, трещины отрыва и скалывания возникают при сжатии образцов. Об этом также свидетельствует уменьшение количества трещин в известняках, испытывавших последующее температурное воздействие за счет перекристаллизации.

Трещины отрыва третьей системы, обычно протягивающиеся через весь образец, нередко открытые, располагаются перпендикулярно оси главного усилия и развиваются в образцах независимо от величины воздействующих давления и температуры; не влияет форма образца. Очевидно, указанные трещины следует относить к деформациям, возникающим в процессе снятия давления. Их положение относительно главных напряжений свидетельствует о том, что в этот период величина бокового давления превышает нагрузку по вертикали.

В процессе начального сжатия эллипсоид деформации, отражающий характер напряжений в образце, имеет вид сжатого эллипсоида вращения, короткая ось которого — ось вращения — совпадает с осью образца и направлением главного усилия. В процессе дальнейшего сжатия с повышением общего давления этот эллипсоид постепенно приближается к шару. Эллипсоид деформации периода разгрузки пред-

ставляет собой вытянутый эллипсоид вращения. В соответствии с этим сжатие образца преимущественно с торцов сменяется растяжением по той же оси при снятии нагрузки. Следовательно, трещины третьей системы генетически также относятся к трещинам отрыва, но уже периода разгрузки. Существование среди них открытых и залеченных трещин можно объяснить образованием их в различные стадии периода разгрузки. Трещины, сформировавшиеся в начальную стадию, залечиваются, поздние остаются открытыми. Температурное воздействие весьма способствует перекристаллизации и залечиванию трещин.

При такой трактовке образования трещин отрыва третьей системы можно объяснить значительное уменьшение объемного веса и увеличение эффективной пористости во всех образцах горных пород, испытывавших воздействие высоких давлений, а также независимость этих изменений от величины воздействовавшего на образец давления. Это обусловлено тем, что формирование трещин отрыва третьей системы, а также частичное раскрытие других трещин происходит в стадию разгрузки при низких давлениях (меньше 10 кбар). Данные процессы влияют на количество крупных пор ($>0,0002$ мм). Противоположная зависимость от температуры объемного веса и пористости обуславливается процессами перекристаллизации и залечивания трещин, а также повышением пластических свойств породы, препятствующих образованию открытых трещин отрыва.

ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ И РАЗВИТИЯ ТРЕЩИН ПОД НАПРЯЖЕНИЕМ

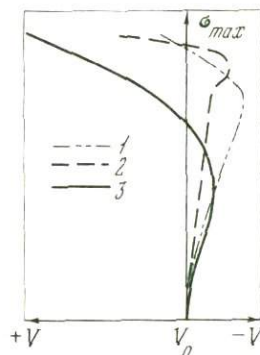
Разрушение пород в условиях объемно-напряженного состояния с возникновением трещинных структур — процесс многоступенчатый. Начало его приходится на момент приложения осевой нагрузки, конечный этап фиксируется при распадении образца на части. В этом процессе намечаются две разграниченные области, отличающиеся по количеству зарождающихся нарушений в пределах данного объема. Порогом разделения областей служит лавинное образование трещин и появление их на поверхности образца. Осевые нагрузки в это время в зависимости от породы составляют 80–95% от разрушающего напряжения.

Для первой области характерны локальные нарушения, возникающие в результате концентрации напряжений на ограниченных участках. Причина их возникновения обусловлена либо пластическими деформациями в кристаллах, либо появлением сосредоточенных нагрузок в силу упругой анизотропности минеральных составляющих. Поэтому развиваются хрупкие разрушения в виде трещин скальвания и реже — трещин отрыва. Часть трещин скальвания образуется путем сползания дефектов в зону наибольших скальвающих напряжений кристалла, попавшего в поле неоднородных напряжений. Для кристаллов кварца и полевого шпата дефектами являются газовой-жидкие

включения, которые выстраиваются в субпараллельные цепочки в зоне скалывания. С увеличением напряжений происходит слияние дефектов и образуются трещины. Возникшая деформационная трещиноватость не нарушает упругого равновесия в твердом теле вследствие торможения нарушений. Тормозом развития трещин являются в основном межзерновые контакты (или ранее существовавшие нарушения) или более пластичные соседние минералы. В контактных

Рис. 29. Схематизированные графики относительного изменения объема в процессе деформации воздушно-сухих пород

1 - базальт долеритовый, $P = 1$ атм;
 2 - габбро, $P = 1,9$ кбар; 3 - гранит, $P = 1,1$ кбар (по И.С. Томашевской)



породах типа гранит-ксенолит торможение трещин происходило на контакте более прочного ксенолита. Изменения пористости в сторону уменьшения по мере увеличения нагрузки свидетельствуют об общей тенденции уплотнения породы, несмотря на возникновение отдельных трещин отрыва типа приоткрывания. Об уплотнении породы на начальных этапах приложения осевой нагрузки можно также судить на основании анализа графиков, показывающих относительное уменьшение объема образца (рис. 29). Относительная объемная деформация ($\Delta V/V$) рассчитывалась на основании измеренных относительных продольных ($\epsilon_{||}$) и поперечных (ϵ_{\perp}) деформаций по формуле:

$$\Delta V/V = -\epsilon_{||} + 2\epsilon_{\perp}$$

Вторая область характеризуется лавинным образованием трещин, что приводит к нарушению сплошности образца с образованием магистральных трещин скалывания, заполненных обломками и песком трения за счет разрушения боковых стенок. Как видно на графике относительной объемной деформации, вторая область составляет 1/5 - 1/10 от процесса разрушения в целом. Очевидно, процесс лавинного зарождения трещин происходит в то время, когда порода достигает предела прочности для всего объема образца. Минералы в обломках несут следы пластических деформаций. Магистральные разрывы опережаются мелкими слепо оканчивающимися трещинами отрыва. Образовавшиеся магистральные трещины являются участками наиболее разуплотненными, о чем говорит хрупкая природа катакластических явлений в них. Здесь происходит разрушение структуры, что подтверждается общим увеличением пористос-

ти деформированных пород в два-три раза. Увеличение пористости происходит за счет появления пустотности между обломками в трещине. Блоки, не потерявшие сплошности, в силу прошедших необратимых хрупкопластичных деформаций под напряжением все еще уплотнены по сравнению с исходной породой, что вытекает из определенной пористости.

Межзерновые, контактные, плоскости при деформации не являются источником низкой прочности. Образование трещинных структур в условиях объемно-напряженного сжатия зависит от напряженного состояния. Существует два механизма, приводящих к разрушению породы, — пластическое течение и хрупкое растрескивание, проявляющиеся одновременно. Потенциальная возможность обоих видов деформации заложена в самой породе в связи с упругой анизотропностью минералов или ее полукристалличностью.

Таким образом, при деформации в пределах первой области происходит общее уплотнение породы в целом за счет уменьшения порового пространства. Это согласуется с выводом о том, что при напряженном состоянии одноосного или трехосного сжатия, при напряжениях, не превышающих предела упругости, происходит уменьшение коэффициента проницаемости (Ставрогин, Георгиевский, 1969). Возникшие в это время трещины соизмеримы с минералами и располагаются в их пределах.

Во второй области происходит разрушение породы, при этом структура разрыхляется и значительно увеличивается пористость. Данные А.Н. Ставрогина и В.С. Георгиевского (1969) показывают, что в это время происходит увеличение коэффициента проницаемости. Однако ненарушенные блоки все еще уплотнены по сравнению с недеформированной породой. Образовавшиеся трещины носят магистральный характер, при этом происходит полная потеря связности материала. Эти трещины по морфологии и внутреннему строению идентичны трещинам скалывания. Оперяющие их нарушения в основном принадлежат к трещинам отрыва. Трещины скалывания и отрыва видны микроскопически. Они идентичны подобным трещинам, наблюдаемым в обнажениях.

Залечивание как мелких трещин в минералах, так и магистральных нарушений совершается главным образом под воздействием температуры, путем перекристаллизации вещества или структурно-деформационных изменений.

4. РОЛЬ УПРУГИХ И ДЕФОРМАЦИОННЫХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД В ПРОЦЕССАХ РУДОГЕНЕЗА

Как было показано, в зависимости от условий образования и последующей геологической истории горные породы характеризуются определенными комплексами физических и механических свойств. Эти свойства отражают минеральный состав, структурные особенности, специфику эпигенетических изменений и вид деформации. Использование физико-механических свойств пород позволяет более объективно с количественных позиций подойти к оценке физического состояния среды, в которой совершалось рудообразование.

Ниже будут рассмотрены петрофизические особенности изменений боковых пород в прерудном метаморфизме при таких процессах, как серицитизация, алунитизация, скарнирование, турмалинизация. Особое внимание уделяется изменению магматических пород, затронутых окварцеванием. Прослежена петрофизическая трансформация пород в пределах рудных полей с развитием олова и железа. Полученные закономерности затем применены для обоснования тектоно-магматического и структурно-деформационного контроля гидротермального оруденения.

ИЗМЕНЕНИЕ ПОРИСТОСТИ ПРИ ОКВАРЦЕВАНИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Существует достаточное количество материалов, показывающих, что процессы фильтрации, совершающиеся до отложения руд, сильно влияют на пористость боковых пород (Розанов, 1961; Некрасов, Николаев, 1961; Никифоров, Розанов, 1963; Звягинцев, 1968; Старостин, 1965, 1968; Крупеников, 1973). Поры горных пород при прохождении через них растворов меняют свою форму и объем. Дорудные гидротермальные преобразования — альбитизация, карбонатизация, калишпатизация, серицитизация, хлоритизация и скарнирование — ведут к увеличению открытых пор во вмещающих породах. При воздействии щелочных и нейтральных растворов на туфогенные породы при алунитизации происходит уменьшение первоначальной пористости.

Однако почти отсутствуют данные по изменению пористости магматических пород, подвергшихся окварцеванию, хотя это, по выражению В.И. Смирнова (1969), "наиболее универсальный и широкий

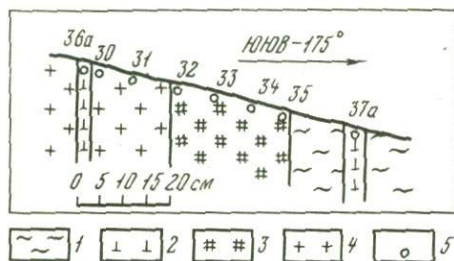


Рис. 30. Схема геологического разреза магматических пород в зоне окварцевания (номера обр. см. в табл. 21)

1 - жильный кварц; 2 - габбро-диабазы; 3 - фельзит-порфиры; 4 - гранодиориты; 5 - места отбора образцов

по размаху процесс изменения боковых пород при формировании гидротермальных месторождений" (с. 313).

Были изучены петрофизические особенности пород из мощной зоны Баштавакского разлома восточного Карамазара, выполненные серией сложно переплетающихся кварцевых жил общей мощностью 25 м. Окварцеванием здесь захвачены кислые эффузивы типа фельзит-порфиров оясайской свиты верхнего карбона, гранодиориты верхнекарбонического возраста и габбро-диабазы, слагающие дайки верхнего карбона - нижний перми (рис. 30). Неизменные породы того же состава отобраны на значительном удалении зоны окварцевания и разлома. Результаты экспериментальных исследований физических свойств магматических пород приведены в табл. 21.

Неизменные фельзит-порфиры обладают порфировой структурой. Вкрапленники (1-2% объема) представлены олигоклазом № 24-28. Основная масса их - плохо раскристаллизованное стекло, местами напоминающее фельзит, с редкими зернами роговой обманки и чешуек серицита. Количество открытых пор в фельзит-порфирах составляет 5,3-8,6, объемный вес 2,41-2,54 г/см³. Для фельзит-порфиров характерно также малое число закрытых пор.

В слабо окварцованных фельзит-порфирах еще сохраняются признаки первичной структуры и состава (обр. 32) с хорошо заметными вкрапленниками плагиоклаза, основная масса перекристаллизована и превращена в зернистый кварц-полевошпатовый агрегат. Вторичный серицит (менее 1% объема) в виде отдельных чешуек рассеян в основной массе или замещает небольшие участки во вкрапленниках.

Вблизи зоны кварцевых жил в фельзит-порфирах (обр. 33) вкрапленники плагиоклаза почти целиком замещены серицитом. При дальнейшей перекристаллизации основная масса приобретает уже сферолитовое строение. Сферолиты размером 0,5-1 мм в диаметре образуют плотную упаковку, между ними располагается серицит. В самих сферолитах также встречаются чешуйки серицита и вторичного альбита в виде мелких (около 0,1 мм) табличек. Местами отчетливо заметно замещение пород кварцем. Замещенные участки образуют линейные зоны вблизи трещин. Вторичным кварцем занято 5% площади шлифа.

Таблица 21

Физические свойства магматических пород

Порода	Вторичные изменения	Номер образца	γ , г/см ³	ρ , г/см ³	$\Pi_{\text{общ}}$, %	$\Pi_{\text{фш}}$, %	Закрытые поры, %
Фельзит-порфиры	Неизменные	38	2,682	2,541	5,30	5,30	0,0
		39	2,670	2,472	7,42	7,41	0,3
		40	2,691	2,461	8,60	8,60	0,0
		41	2,671	2,451	8,31	8,10	2,6
		42	2,704	2,510	7,85	7,40	5,8
	Окварцеванные	32	2,659	2,611	1,81	1,44	21,5
		33	2,655	2,597	2,19	1,50	32,0
		34	2,686	2,604	3,05	2,47	25,8
		35	2,674	2,606	2,55	1,47	42,4
Гранодиориты	Неизменные	44	2,672	2,656	0,72	0,72	0,0
		45	2,681	2,660	0,79	0,53	33,0
		46	2,716	2,692	0,89	0,58	34,4
	Окварцеванные	30	2,718	2,666	1,92	1,20	25,4
		31	2,723	2,678	1,65	1,47	11,0
Габбродиориты	Неизменные	36	2,844	2,810	0,91	0,89	2,2
	Окварцеванные	36а	2,772	2,723	1,71	1,28	25,2
Неизменные	37	2,740	2,720	0,73	0,64	22,4	
	Окварцеванные	37а	2,709	2,652	2,11	1,52	28,0

С приближением к кварцевой зоне фельзит-порфиры (обр. 34) еще сохраняют реликты порфирового строения, но вторичный кварц составляет около 30%.

Непосредственно на контакте с кварцевой жилой фельзит-порфиры (обр. 35) теряют порфировое сложение и превращаются в зернистый кварц-полевошпатовый агрегат с роговиковой структурой, в котором отмечается серцит и реликты отдельных сферолитов.

Таким образом, фельзит-порфиры претерпели полную перестройку структуры и существенное изменение минерального состава. Окварцевание способствовало перекристаллизации основной массы из стекловатой в сферолитовую, затем в зернистую, напоминающую роговик. При этом отмечено обособление вещества с образованием зерен кварцевого, редко — полевошпатового состава. Все эти преобразования привели к уменьшению открытой пористости окварцованных фельзит-порфиров до 1,5–2,5% при средней пористости 1,8%,

тогда как в неизменных разностях она равна 7,3%. Уменьшение пористости обусловило увеличение объемного веса пород в среднем с 2,45 до 2,6 г/см³, что объясняется заполнением некоторого количества пор новообразованным кварцем. Замещение кварцем первичных минералов играет меньшую роль, поскольку кроме олигоклаза, удельный вес которого меньше чем кварца, другие минералы (роговая обманка и микроклин) имеют несколько больший удельный вес.

Итак, в фельзит-порфирах отмечаются новообразования, представленные серицитом. Серицитизация приводит к увеличению открытых пор (Звягинцев, 1968; Старостин, 1968). В данном случае серицит мало влияет на количество открытых пор, так как он находится в породе в виде микропйкилитовых вростков. Это подтверждается тем, что по-разному окварцованные эффузивы содержат и разное количество серицита, но все они имеют довольно стабильную открытую пористость.

Неизменные гранодиориты представлены среднезернистыми разностями. Они состоят из плагиоклаза (50%), относящегося по составу к олигоклазу № 15-25, калиевого полевого шпата (25%), кварца (17%) и роговой обманки (8%). Гранодиориты обладают довольно выдержанным удельным весом (2,67-2,7 г/см³) и общей пористостью (0,72-0,89%), что говорит об идентичности их минерального состава и условий образования, хотя образцы отбирались на разных участках.

В гранодиоритах, отобранных при наибольшем удалении от кварцевой зоны (обр. 30), вторичные преобразования выразились прежде всего в сосюритизации плагиоклаза. В некоторых кристаллах изменения настолько сильны, что их двойниковое строение исчезает. Калиевый полевой шпат слегка пелитизирован, Роговая обманка хлоритизирована. В единичных случаях отмечаются мелкие выделения вторичного кварца по измененным участкам плагиоклазов, реже — по мелким трещинкам. Вблизи кварцевой зоны вторичные процессы в гранодиоритах (обр. 31) проявлены интенсивнее. Так, по зернам роговой обманки развивается эпидот и чешуйки серицита. По всей породе возрастает число участков, сложенных вторичным кварцем, который отмечен по частично выщелоченным плагиоклазам и заполняет промежутки между первичными зернами породы или образует линейно вытянутые зоны вдоль трещин.

Гранодиориты с приближением к кварцевой жиле характеризуются некоторым относительным увеличением объема открытых пор. Казалось бы, при этом объемный вес их должен уменьшиться, однако наблюдается обратное. Это связано с тем, что в более окварцованных породах большая часть вторичного кварца отлагалась по выщелоченным участкам кислых плагиоклазов, которые обладают меньшим удельным весом.

Окварцованные гранодиориты имеют почти в два раза больше открытых пор, чем неизменные, тогда как объемные веса их почти равны. Это объясняется тем, что увеличение свободного простран-

ства в породе компенсировалось отложением новых минералов с большим, чем у выщелоченных, удельным весом.

Неизменные габбро-диабазы, залегающие в гранодиоритах, имеют тонкозернистое строение (обр. 36). Они состоят из микролитовой основной массы, среди которой встречаются единичные вкрапленники андезин-лабрадора № 45-55. Микролиты по составу принадлежат к андезину и составляют 85% общего объема породы. Промежутки между ними выполнены раскристаллизованным стеклом с единичными зернами хлорита и карбоната.

Вторичные образования под действием окварцевания выражены в слабой серицитизации микролитов и появлении эпидота и кальцита. Новообразованный кварц отлагался по всей породе, образуя скопления овальной формы размером до 1-1,5 мм в поперечнике (обр. 36а).

Неизменные габбро-диабазы (обр. 37) характеризуются полнокристаллическим сложением. В них преобладают кристаллы плагиоклаза (75%) андезин-лабрадорского состава № 40-60. Между плагиоклазами располагается тонкозернистый мезостазис, в котором различаются отдельные мелкие зерна роговой обманки и вторичных чешуек хлорита, реже - карбоната.

В результате вторичных преобразований кристаллы плагиоклазов увеличились в размерах, потеряв при этом кристаллографические формы. Ограничивающие их плоскости извилистые, что свидетельствует об обрастании их вторичным плагиоклазовым веществом более кислого состава. Одновременно между плагиоклазами отлагался вторичный кварц. В мезостазисе роговая обманка хлоритизировалась, карбонат исчез и на его месте отложился кварц (обр. 37а).

Эффективная пористость неизменных габбро-диабазов 0,65-0,9%, объемный вес 2,72-2,82 г/см³. Окварцевание и обусловленные им вторичные процессы привели к увеличению открытой пористости габбро-диабазов (1,28-1,52%) и уменьшению объемного веса до 2,72-2,65 г/см³.

Увеличение пористости и уменьшение объемного веса габбродиабазов должны были вызвать появление пустот, чего, однако, не отмечается. Это объясняется тем, что выносились минералы с большим удельным весом - роговая обманка и основные плагиоклазы, а на их месте отлагались кислые плагиоклазы, кварц и в меньшей степени - хлорит. Данный вывод подтверждается тем, что удельный вес окварцованных разностей меньше, чем неизменных.

Петрофизические исследования показали различное влияние процесса окварцевания на вмещающие породы. В кристаллических породах, в нашем случае гранодиориты и габбро-диабазы, несмотря на разный состав, окварцевание ведет к увеличению пористости как открытой, так и закрытой. Раствор, обогащенный кремнекислотой, фильтруясь через поры породы, растворяет окружающие минералы, расширяя поровое пространство. С приближением к зоне кварцевых жил интенсивность воздействия растворов на вмещающие

породы усиливается, однако пористость увеличивается незначительно. В шлифах видно, что часть пор, особенно крупных, выполнена вторичным кварцем. Это, в свою очередь, закрывает часть открытых пор, но одновременно увеличивает число замкнутых и полужамкнутых. По-видимому, в первый момент растворы, проходя по тонким каналам кристаллических пород, способствуют выщелачиванию окисляющих минералов, а затем, когда на некоторых участках размер пустот увеличивается до критической величины, происходит выпадение кварца.

Совершенно иное явление наблюдается в кислых эффузивах, представленных фельзит-порфирами, которые в неизменном виде обладают фельзитовой или стекловатой основной массой с малым числом закрытых пор, но сравнительно большой открытой пористостью. При окварцевании происходит перестройка структуры, что соответственно приводит к уменьшению открытой пористости в четыре — шесть раз по сравнению с неизменными фельзит-порфирами. Характерно, что разброс значений эффективной пористости в окварцованных эффузивах уменьшается. Увеличение объемного веса показывает, что в породах пород образовывался вторичный кварц. При этом часть пор закупоривается, одновременно наблюдается увеличение закрытой пористости. Перестройка структуры при окварцевании способствует отложению новых минералов и увеличению числа закрытых пор.

Полученные данные позволяют сделать некоторые обобщения, представляющие интерес для изучения условий локализации месторождений во вмещающих породах, подвергшихся окварцеванию. Кристаллические породы, обладающие относительно малой открытой первоначальной пористостью, не могут фильтровать большое количество раствора. Поэтому процессы растворения и переотложения в них за определенный промежуток времени протекают сравнительно медленно при незначительном конечном результате. Эффузивы, отличающиеся относительно высокой первичной открытой пористостью, могут вместить и профильтровать за тот же промежуток времени гораздо большее количество растворов. При этом происходит обратное явление — большая часть пор закрывается в результате осаждения кварца. Все это имеет принципиальное значение при рассмотрении времени и условий локализации месторождений.

В связи с тем, что окварцевание почти не способствует увеличению открытой пористости в кристаллических образованиях и, наоборот, при этом закрывается большая часть пор в стекловатых породах, процесс, происходивший в дорудную стадию, не может привести к сколько-нибудь существенному отложению полезного компонента. Если же растворы, обогащенные кремниевой кислотой, будут содержать и рудное вещество, то тогда есть все основания ожидать, что в пористых некристаллических породах произойдет образование вкрапленного оруденения.

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ОЛОВОНОСНЫХ ГРАНИТОИДОВ РАЗЛИЧНЫХ ФАЦИЙ ГЛУБИННОСТИ

Металлоносность интрузий наряду с другими факторами зависит от фаций глубинности магматических пород, на что указывал С.С. Смирнов (1947). Вывод базировался на эмпирических наблюдениях и не раскрывал сущности этой связи. Петрофизическое исследование оловоносных гранитов позволило произвести реконструкцию тектонофизических условий, существовавших при становлении интрузий, и показать характер взаимоотношений парагенетически сопряженных с интрузивами оловорудных месторождений. Представление о глубине и тектонических условиях формирования гранитоидных комплексов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса до настоящего времени основывалось на анализе данных, полученных при геологических, петрографических и геохимических исследованиях (Устиев, 1963; Аникеев, Титов, 1966; Сперанская, 1967; и др.). Использование же петрофизических признаков расширило объективные критерии оценки условий формирования рудоносных интрузий и их изменений в кристаллическом состоянии под воздействием тектонических напряжений. Каменный материал для исследований был представлен нам А.М. Подольским, много лет изучавшим этот регион.

Исследование проводили на основе схемы фациального деления гранитоидов Охотско-Чукотского пояса по их глубинности, предложенной И.М. Сперанской (1967). Из числа оловоносных массивов гипабиссальной фации глубинности изучены следующие: Телекайский, находящийся в непосредственном сочленении с полями меловых эффузивов, и Иультинский, прорывающий терригенно-осадочные породы Чукотской мезозойской складчатой области. Фация субвулканических гранитов охарактеризована на примере интрузивов омсукчанского комплекса: Североомсукчанского, Невского, Днепровского и условно отнесенных сюда гомеогенных включений гипотетического Хетинского массива. Типичными представителями фации субвулканических интрузий порфирировых пород являются мелкие интрузивные тела Амгеньского оловорудного района на Восточной Чукотке — Эрутское и Некс (рис. 31).

Гипабиссальные интрузивы Иультинский и Телекайский относятся преимущественно к раннеорогенной габбро-диорит-гранодиоритовой формации раннего — позднего мела (Воеводин, 1969; Загрузина, 1973; и др.). Абсолютный возраст биотита из гранитов первой интрузивной фазы Иультинского и Телекайского массивов, по данным А.М. Подольского, формируется $(129-131) \pm 5$ млн. лет соответственно (лаборатория ИГЕМ АН СССР, К-Аг метод, аналитик М.М. Аракеляц). Существуют и иные сведения о возрасте указанных гранитоидных массивов (Сперанская, 1967; Лугов и др., 1972). Интрузивные массивы рассматриваемой фации глубинности имеют средние и крупные размеры (Телекайский — до 900 км^2). В их составе преобладают граниты, реже встречаются гранодиориты и кварцевые монзониты. В работе исследованы породы Западно-Иуль-



Рис. 31. Положение гранитоидных интрузивов на тектонической схеме Северо-Востока СССР (по В.Ф. Белову и др.)

1 - Сибирская платформа; 2 - дорифейские жесткие массивы; 3 - массивы палеозойской консолидации; 4, 5 - Верхояно-Чукотская область мезозоя: складчатые системы (4), районы пологого залегания верхоянского комплекса (5); 6 - Анадырско-Корякская система области позднемезозойско-кайнозойской складчатости; 7 - Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 8 - простираение складчатости; 9 - изученные оловоносные гранитные интрузивы (1 - Днепровский, 2 - Омсукчанский, 3 - Невский, 4 - Телекайский, 5 - Иультинский, 6 - Искатеньский), 7, 8 - Амгенские интрузивные тела: Эрутский (7), Некс (8), 10 - оловорудные поля (А - Амгенское)

тинского интрузива, приуроченного к Куэквиуньскому антиклинорию Чукотской складчатой области. В осевой части антиклинория обнажены породы карбона и перми (Лугов и др., 1972). Массив сложен преимущественно крупно- и среднезернистыми порфиroidными гранитами первой интрузивной фазы и мелко-среднезернистыми, часто резко порфиroidными гранитами фазы дополнительных интрузивов.

Отчетливо обособляются в пространстве средне- и мелкозернистые субщелочные лейкократовые граниты подземного апикального выступа мелкого штока в пределах Иультинского оловорудного месторождения касситерит-кварцевой формации. Есть все основания считать, что эти рудоносные гранитоиды относятся к формации субщелочных гранитов верхнемелового возраста (Лугов и др., 1972; Загрузина, 1973). Абсолютный возраст пород этой формации 108-70 млн. лет. Максимум значений, по данным С.Ф. Лугова и других (1972), приходится на 100 млн. лет, по данным И.А. Загрузиной - на 85 млн. лет.

Телекайский интрузив расположен вблизи северной границы Чанунской вулканической зоны Охотско-Чукотского пояса с Чукотской складчатой областью. Гранитоиды Телейкайского массива прорывают терригенно-осадочные породы триаса, смятые в синклинальную складку северо-западного простираения. Относительно контактового метаморфизма и природы галек ("гомеогенных включений") гранитов

массива в эффузивах сеноман-туронского возраста пока нет единого мнения, т.е. верхняя возрастная граница массива геологическими методами точно не установлена. В строении Телекайского массива принимают участие крупно- и среднезернистые граниты I интрузивной фазы, средне- и мелкозернистые лейкократовые граниты и мелкозернистые лейкократовые резко порфиroidные граниты фазы дополнительных интрузивов. По данным В.Н. Воеводина (1969), наиболее ранними породами в массиве являются гранит-порфиры. Значительный разброс цифр абсолютного возраста (131-80 млн. лет) и противоречивые геологические данные о возрасте массива позволяют предположить гетерогенное строение Телекайского массива и возможность в будущем выделения здесь пород двух формаций. При этом не исключено, что многочисленные рудопроявления и Телекайское месторождение касситерит-силикатной формации по своему происхождению связаны с породами верхнемеловой формации субщелочных гранитов.

Интрузивы субвулканических гранитов (Левоомсукчанский, Невский, Днепровский и Хетинский) относятся к позднеорогенной формации субщелочных гранитов верхнемелового возраста (Загрузина, 1973). Они характеризуют формационный тип субвулканических гранитов (по Ю.А. Кузнецову, 1964) и входят в состав выделенного в юго-западной части пояса омсукчанского комплекса (Матвеевко, 1957). Абсолютный возраст крупно- и среднезернистых гранитов первой субфазы равен 86-84 млн. лет, а мелкозернистых резко порфиroidных гранитов второй субфазы - 83 ± 4 млн. лет (Фирсов, 1962; Руб, 1970; и др.). Изученные интрузивы омсукчанского комплекса прорывают терригенно-осадочные породы триаса Яно-Кольмской мезозойской области, составляющие складчатое основание вулканогенного пояса (Днепровский) или континентальные угленосные отложения молассовой формации нижнего мела в Омсукчанской наложенной впадине (Левоомсукчанский, Невский). По данным А.М. Подольского, параллельно с ними отмечены крупные обломки гранитов ("гомеогенные включения") гипотетического Хетинского массива, прорывающие эффузивные толщи низов игнимбритоовой формации верхнемелового возраста. Интрузивные массивы омсукчанского комплекса образовались вдоль разрывов, оперяющих поперечные зоны разломов глубинного заложения (Балыгчанский); размеры их колеблются от 4 до 250 км² (Днепровский, Омсукчанский). С ними парагенетически связано оловянное оруденение преимущественно касситерит-силикатной формации (Лугов и др., 1972).

Субвулканические интрузивы порфиroidных пород - Эрутский и Некс, кристаллизовались наиболее близко к поверхности. Они находятся в пределах Крестовской вулканотектонической депрессии на восточной Чукотке. Интрузивные тела и парагенетически связанные с ними месторождения касситерит-силикатной формации локализованы вдоль Эльмаун-Амгеньского разлома глубинного заложения. Исследованные лейкократовые граниты относятся к верх-

немеловой—нижнепалеогеновой субшелочной вулcano—плутонической формации ряда формаций субвулканических гранитов. По А.М. Подольскому, абсолютный возраст биотита из гранитов составляет 55 ± 5 млн. лет (лаборатория ВИС, К-Аг метод, аналитик А.М. Пантелеев). Размеры интрузивов на современном эрозионном срезе очень незначительные — $0,03 \text{ км}^2$, на глубине около 100 м увеличиваются до 6 км^2 (Эруттский), по данным магнитометрии. В их строении участвуют средне— и мелкозернистые, равномернозернистые или резко порфировидные граниты и гранит—порфиры с постепенными переходами к невадитам. Граниты близповерхностной фации глубинности характеризуются рядом геологических, петрохимических и минералого—геохимических признаков комагматичности с верхнемеловыми эффузивами и игнимбритами липаритовой фации (Подольский и др., 1973; Горбатов и др., 1973).

Петрофизические свойства гранитоидов

Гипабиссальная фация глубинности изучена на примере гранитов первой интрузивной фазы. В Западно—Иульгинском массиве к ним относятся крупно— и среднезернистые порфировидные граниты. Порфировидные выделения в эндоконтактной зоне достигают по длинной оси 10 мм, в центре их размеры и количество заметно уменьшаются. Главная масса состоит из зерен размером 2—4 мм. В составе гранитов присутствуют калиевый полевой шпат (27—34%), плагиоклаз (24—35%), кварц (30—35%) и биотит (2—8%). Калиевый полевой шпат высокой степени упорядоченности ассоциирует, как правило, с олигоклаз—андезином № 24—32. Изредка в ядре зональных кристаллов плагиоклаза основность его повышается до № 38. По данным А.М. Подольского, среди К—Na полевых шпатов наряду с промежуточным микроклином отмечается и высокий триклинный ортоклаз.

Граниты претерпели деформационные изменения. Остаточные пластические деформации проявлены слабо. В некоторых кристаллах плагиоклаза отмечается двойникование (табл. VII, 1). Новые двойники образовались перпендикулярно направлению $[001]$. Многие кристаллы при пластическом течении приобрели изогнутую форму, что подчеркивается искривлением двойниковых швов в биотите и плагиоклазе. Для зерен кварца характерно появление облачного угасания. Хрупкие разрушения в кристаллах гранитов проявлены более интенсивно. Это в основном трещины скалывания, местами переходящие в трещины отрыва. Нарушения по сколу наиболее заметны в зернах кварца, реже — в плагиоклазах. Прослеживается весь процесс развития трещин от момента их зарождения вплоть до разрыва сплошности минерала на блоки, что особенно хорошо видно в кварце. В начальный момент в плоскости наибольших скалывающих напряжений скапливаются газово—жидкие включения и образуются субпараллельные цепочки дефектов. В последующем происходит "слияние дефектов" с образованием непрерывного нарушения, соизмеримого с размерами

зерна (табл. VII, 2). Если напряжения еще достаточно велики, то нарушение, увеличиваясь в размере, разбивает зерно на блоки с малым смещением их друг относительно друга и дроблением боковых стенок. При этом трещина скальвания становится шире за счет перетертого материала. Сдвиговые перемещения по межзерновым контактам (табл. VII, 3) также имели малую амплитуду. Для многих зерен кварца наблюдается пересечение цепочек газово-жидких включений трещинами скальвания. Этот факт свидетельствует о том, что напряженное состояние в процессе становления интрузива гранитов менялось с изменением направления главного напряжения.

По физическим свойствам лейкократовые граниты в общем довольно однородны. Разброс значений объемного веса по интрузиву меняется от 2,55 до 2,62 г/см³ при среднем показателе 2,58 г/см³ (табл. 22). Интервал колебаний пористости 1,09–1,78% при среднем значении 1,46%, которое является наименьшим из всех изученных гранитов. Эти данные характерны для гранитов, мало меняющихся по составу и сформированных в гипабиссальных условиях. Граниты сильно меняются по значениям скорости V_p , с дисперсией 3,02–5,29 км/сек при среднем показателе 3,85 км/сек. Такой разброс свидетельствует о том, что граниты испытали тектоническое воздействие в условиях глубинности, которое не привело к увеличению пористости из-за значительного квазисвестороннего давления, но сказалось на уменьшении скорости V_p вследствие развития в них нарушений. Это подтверждается и сравнительно малым показателем модуля Юнга, в среднем равным $4,71 \cdot 10^5$ кг/см².

В Телекайском интрузиве изучены также граниты первой интрузивной фазы, представленные крупно- и среднезернистыми разновидностями. В их составе преобладает микроклин (35,7–37,1%) над олигоклаз-андезином (19,5–26,7%), повышается количество кварца (33–38%), содержание биотита невелико (4,6–5,3%).

Граниты Телекайского массива испытали деформационные изменения с образованием трещин отрыва, в подавляющем большинстве залеченных биотитом (табл. VII, 4). Возникшая микротрещиноватость, залеченная в позднюю стадию кристаллизации гранитов, не привела к увеличению пористости, которая в среднем для интрузива равна 1,45%, хотя разброс ее больше, чем в Иульгинском интрузиве (0,76–2,50%). Слабое проявление в гранитах остаточных деформаций сказалось на увеличении в них скорости продольных волн в среднем до 4,24 км/сек и повышении модуля Юнга до $4,0 \cdot 10^5$ кг/см².

Фация глубинности субвулканических гранитов изучена на примере пород первой интрузивной фазы – как наименее затронутых гидротермальными процессами. Граниты этой фазы неравномерно-зернистые – крупно-, средне- и мелкозернистые с порфировидными выделениями, количество которых варьирует в широких пределах от 15 до 65%. Изученные граниты омушканского комплекса содержат повышенное количество калиевого полевого шпата (35–45%) и кварца (30–35%), невысокое количество альбит-олигоклаза

Таблица 22

Изменение физико-механических свойств интрузивных пород в зависимости от

Интрузив	Фашия глублинности	Порода	Металлогеническая специализация; формация (тип)	Число образцов	ρ , г/см ³
Западно-Иульгинский	Гипабиссальная	Граниты	Касситерит-кварцевая	10	$\frac{2,59}{2,55-2,62}$
Телекайский			Касситерит-силикатная (малосульфидный, турмалиновый и палевошпат-кварцевый типы)	5	$\frac{2,60}{2,56-2,62}$
Левомоскучанский	Субвулканических гранитов	Субщелочные граниты	Касситерит-силикатная (малосульфидный турмалиновый тип)	4	$\frac{2,57}{2,55-2,69}$
Днепровский			То же	4	$\frac{2,56}{2,53-2,57}$
Невский			То же	4	$\frac{2,57}{2,56-2,58}$
Хетинский	?	?	(гидромусковит-пиррофилитовый тип)	4	$\frac{2,57}{2,55-2,58}$
Интрузивы Амгеньского полуострова					
Эруттский	Субвулканических интрузивных порфиритовых пород (приповерхностная)	Субщелочные гранит-порфиры	Касситерит-силикатная (многосульфидный турмалиновый и хлоритовый типы)	7	$\frac{2,55}{2,47-2,60}$
Некс			То же	7	$\frac{2,51}{2,46-2,56}$
Предрудные дайки Амгеньского полуострова	Приповерхностная	Габбро-диабазы	-	6	$\frac{2,84}{2,81-2,85}$

* В числителе среднее значение параметра, в знаменателе - крайние.

фашия глублинности *

$P_{эфф}$, %	V_p , км/сек	V_s , км/сек	$E \cdot 10^5$, кг/см ²	μ
$\frac{1,46}{1,09-1,78}$	$\frac{3,85}{3,03-5,29}$	$\frac{2,54}{2,14-3,45}$	$\frac{3,71}{2,33-6,86}$	$\frac{0,11}{0,01-0,20}$
$\frac{1,45}{0,76-2,50}$	$\frac{4,24}{3,73-4,59}$	$\frac{2,51}{2,22-2,86}$	$\frac{4,00}{3,10-4,98}$	$\frac{0,23}{0,13-0,29}$
$\frac{2,05}{1,89-2,21}$	$\frac{3,52}{2,32-3,71}$	$\frac{2,87}{2,25-2,49}$	$\frac{3,15}{2,85-3,44}$	$\frac{0,05}{0,02-0,09}$
$\frac{2,12}{1,62-2,95}$	$\frac{3,50}{3,07-3,79}$	$\frac{2,28}{2,03-2,51}$	$\frac{3,03}{2,37-3,34}$	$\frac{0,13}{0,08-0,18}$
$\frac{1,74}{1,24-2,02}$	$\frac{4,22}{3,72-5,02}$	$\frac{2,61}{2,32-3,16}$	$\frac{4,22}{3,27-6,05}$	$\frac{0,18}{0,10-0,26}$
$\frac{1,87}{1,13-2,20}$	$\frac{4,39}{3,94-4,85}$	$\frac{2,65}{2,48-3,18}$	$\frac{4,36}{3,12-5,95}$	$\frac{0,22}{0,12-0,27}$
$\frac{3,10}{1,48-4,97}$	$\frac{3,53}{2,68-4,01}$	$\frac{2,43}{1,76-2,70}$	$\frac{3,10}{1,74-4,08}$	$\frac{0,09}{0,06-0,16}$
$\frac{3,94}{2,79-5,39}$	$\frac{3,79}{3,12-4,39}$	$\frac{2,39}{2,08-2,56}$	$\frac{3,34}{2,36-3,60}$	$\frac{0,17}{0,10-0,23}$
$\frac{0,80}{0,74-0,87}$	$\frac{5,40}{5,37-5,55}$	$\frac{3,15}{3,12-3,36}$	$\frac{7,04}{6,85-7,15}$	$\frac{0,24}{0,23-0,27}$

№ 18-25 (около 20%) и биотита (2-4%). В главной массе нередко присутствует альбит, частично в виде пертитов замещения. Граниты местами затронуты процессами слабой турмалинизации (Днепровский, Северо-Сукчанский).

Для всех интрузивов, отнесенных по глубинности образования к фации субвулканических гранитов, характерно проявление остаточных деформаций. Признаки пластических деформаций в них развиты незначительно и выражены, как правило, в искривлении кварца и биотита, что видно по неравномерному угасанию зерен. Для этих гранитов наиболее типичны хрупкие разрушения. Широким развитием пользуются в них трещины отрыва, выполненные более поздними образованиями по сравнению с первичным минералом, причем одни трещины заполнены тем же материалом, в котором проходит нарушение, например, в кварце они заполнены также кварцем, но имеющим другую кристаллографическую ориентировку (табл. VIII, 1); другие трещины — минералами, кристаллизующимися в позднюю стадию, например биотитом. Трещины скалывания развиты незначительно, они меньше и по протяженности, обычно располагаются в пределах отдельных минералов. Однако по некоторым из них происходило перемещение сопряженных блоков, что сопровождалось перетираем боковых стенок (табл. VIII, 2).

По физическим свойствам — это нормальные граниты с колебанием объемного веса от интрузива к интрузиву от 2,56 до 2,57 г/см³. Пористость гранитов комплекса также довольно выдержана и составляет 1,74-2,12, что свидетельствует об идентичности глубин формирования всех интрузивов. При этом деформационные преобразования повлияли на разброс пористости в пределах каждого интрузива. Наибольшие колебания пористости отмечаются в Днепровском массиве, где максимальные значения превышают в два раза средние. В свою очередь трещиноватость повлияла и на показатели упругих свойств. Минимальное значение V_p составляет в среднем 2,50 км/сек (Днепровский интрузив), максимальное — 4,39 км/сек (Хетинский интрузив). Это отразилось и на понижении модуля упругости; в среднем для комплекса он несколько ниже ($E = 3,56 \cdot 10^5$ кг/см²), чем в гранитах Иультинского и Телекайского интрузивов. Можно предположить, что граниты омуханского комплекса менее прочны, чем более ранние граниты, поскольку в пределах однотипных пород понижение модуля упругости, согласно данным Б.П. Беликова (1961), обычно характеризует и уменьшение их прочностных свойств.

Граниты интрузивов омуханского комплекса несут на себе следы деформационного воздействия, полученные в результате растягивающих напряжений при меньшем квазивсестороннем сжатии как функции глубинности их образований.

В интрузивах, относимых к фации глубинности субвулканических порфировых пород, физико-механические параметры замерялись во всех гранитах от средне- и мелкозернистых и равномернозернистых до гранит-порфиров и невадитов. Переходы между этими

породами постепенные. Граниты состоят из интенсивно пертитизированного калиевого полевого шпата (46–53%), альбит–олигоклаза № 8–12 (5–20%), кварца (27–35%) и биотита (1–4%). Калиевый полевой шпат колеблется от промежуточного микроклина до микроклин–пертита. Автометасоматические процессы выражены в альбитизации и мусковитизации. Исследовались породы, минимально измененные этими процессами.

Для гранитов характерно слабое развитие остаточных деформаций. Пластические деформации отмечаются только в крупных зернах кварца и микроклина, которые фиксируются облачным угасанием вдоль трещин скалывания. Хрупкие разрушения в виде трещин скалывания располагаются субпараллельно (табл. VIII, 3) в отдельных зернах вкрапленников. Трещины отрыва прямолинейны и заполнены вторичными минералами, например серицитом (табл. VIII, 4).

Объемный вес гранитов не превышает $2,51\text{--}2,55 \text{ г/см}^3$, что гораздо ниже по сравнению с гранитами более глубинных фаций. Это связано, с одной стороны, с уменьшением количества темноцветных минералов, с другой – увеличением порового пространства, которое составляет в среднем 3,10–3,94%. Скорость продольных волн равна 3,53–3,79 км/сек, модуль упругости – $3,10\text{--}3,34 \cdot 10^5 \text{ кг/см}^2$. Хотя рассматриваемые граниты деформированы меньше, чем граниты более глубинных фаций, и можно было предположить повышение упругих характеристик, однако отмечено понижение, которое объясняется относительно большой пористостью, так как породы сформировались близ поверхности в условиях наиболее свободной кристаллизации расплава в камерах. Об этом свидетельствует разброс пористости, составляющей в пределах отдельного интрузива до 80%, что обусловлено, по-видимому, неоднородностью расширения газовой составляющей при быстрой кристаллизации.

Гранитоиды субвулканической фации порфировых пород формировались в условиях значительного преобладания растягивающих напряжений и небольших квазисвободных давлений за счет неглубокого залегания от поверхности, о чем свидетельствует резко повышенная их пористость (до 5%). Действующие растягивающие напряжения привели к развитию хрупких разрушений, выразившихся в образовании густой сетки незаполненных трещин. Очевидно, складчатые процессы с преимущественным развитием сжимающих напряжений к этому времени затухают и преобладают растягивающие напряжения, приводящие к образованию региональных трещин, в которых свободно застывали небольшие интрузивы.

После формирования интрузивных тел Эруттское и Некс, но до начала рудного процесса, в пределах Амгеньского рудного поля внедрились дайки габбро–диабазов.

Габбро–диабазы сложены удлиненными таблитчатыми кристаллами основного плагиоклаза с овальными зернами пироксена, погруженными в микролитовую основную массу. В дайковых породах почти не отмечается остаточных деформаций, за исключением очень мелких трещин скалывания в отдельных участках кристаллов плагиокла-

за, которые являются результатом термоупругих напряжений, возникающих вокруг микровключений при быстрой и неравномерной кристаллизации расплава в камере. Габбро-диабазы выдержаны по физическим свойствам: объемный вес в среднем равен $2,84 \text{ г/см}^3$, пористость $0,80\%$. Средняя скорость продольных волн составляет $5,40 \text{ км/сек}$, и модуль Юнга достигает $7,04 \cdot 10^5 \text{ кг/см}^2$. Такие параметры упругих свойств характерны для габбро-диабазов, не претерпевших деформационных изменений.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что формирование габбро-диабазов происходило преимущественно при растягивающих напряжениях с образованием магистральных трещин, в которых магма основного состава могла кристаллизоваться свободно.

Реконструкция тектонических условий по петрофизическим свойствам

Приведенные данные показывают, что близкие по составу гранитоиды в силу различных условий формирования имеют различные физико-механические свойства.

Формирование гранитов гипабиссальной фации глубинности Иультинского массива происходило в тектонически неспокойной обстановке, что свидетельствует о наличии остаточных деформаций в минералах породы. Для них характерно развитие как пластических деформаций, так и проявление сдвиговых нарушений с образованием трещин скалывания. Появление их началось после того, как интрузив закристаллизовался и на напряжения мог реагировать как твердое тело, и продолжалось после консолидации. Средний показатель пористости, равный $1,46\%$, подтверждает, что становление интрузива происходило в гипабиссальной обстановке. Разброс значений пористости от образца к образцу составляет $1,09-1,84\%$, что связано с относительно стабильной глубиной формирования в процессе кристаллизации интрузива. Деформационные процессы, по-видимому, мало сказались на увеличении пористости в силу глубинности, но привели к значительному снижению скорости продольных волн ($3,02-5,29 \text{ км/сек}$, в среднем $3,85 \text{ км/сек}$). Низкая средняя скорость по интрузиву связана с неоднородной деформацией пород в объеме массива, а среднее понижение скорости обусловлено деформационной трещиноватостью. Это в свою очередь привело к понижению модуля Юнга ($2,33 \cdot 10^5 - 6,86 \cdot 10^5 \text{ кг/см}^2$), равного в среднем $3,71 \cdot 10^5 \text{ кг/см}^2$. Таким образом, во время становления Иультинского интрузива существовали высокие квазивсесторонние напряжения с небольшой разницей по разным направлениям.

Граниты Телекайского интрузива также испытали деформационные изменения при формировании. В основном это хрупкие разрывы с образованием трещин отрыва. Хотя эти трещины и залечивались поздними минералами, это привело в них к увеличению разброса пористости ($0,76-2,50\%$) по сравнению с гранитами Иультинского интрузива. Среднее значение пористости, равно $1,45\%$, показывает,

что глубина формирования Телекайских гранитов довольно близка глубинам, при которых застывали граниты Иульгинского комплекса. Однако скорость продольных волн (4,24 км/сек) и модуль упругости ($4,00 \cdot 10^5$) у них несколько выше, чем в Иульгинских гранитах. Эти данные говорят в том, что Телекайские граниты деформированы несколько меньше, что подтверждается отсутствием в них остаточных пластических деформаций, меньшим разбросом показателей скорости поперечных волн (2,28–2,86 км/сек) и более высоким значением коэффициента Пуассона (0,23) против 0,11 в гранитах Иульгинского массива.

При формировании гранитов Телекайского интрузива тектонические напряжения были менее интенсивны, чем во время становления Иульгинских гранитов. Породы Телекайского интрузива испытали квазисесторонние давления с небольшой разницей по разным направлениям, прерывавшимся вертикальными движениями, что привело к развитию трещин отрыва.

Граниты субвулканической фации глубинности также формировались в тектонически неспокойной обстановке и испытали деформационные изменения. При этом наибольшее развитие получили нарушения хрупкого характера с образованием трещин отрыва. Судя по величине пористости, равной в среднем 1,93%, омсукчанские граниты образовались на меньших глубинах, чем граниты Иульгинского и Телекайского интрузивов. Пористость интрузивов омсукчанского комплекса колеблется в пределах 1,74–2,12%, что свидетельствует об идентичности глубин их формирования. В пределах отдельных интрузивов в силу деформационных изменений крайние значения пористости гораздо выше, чем средние арифметические. Например, в Днепровском массиве пористость гранитов составляет 1,62–2,95%. Деформации понизили также и упругие свойства гранитов. Разброс значений скорости продольных волн составляет от 0,3 км/сек (Омсукчанский интрузив) до 1,3 км/сек (Невский интрузив). Наиболее равномерно и глубоко деформирован Омсукчанский интрузив. Это подтверждается низким коэффициентом Пуассона, который в среднем составляет 0,05, а для всех остальных гранитов этого комплекса он повышается до 0,13–0,22. Следовательно, становление гранитов омсукчанского комплекса происходило в условиях неравномерных всесторонних напряжений с небольшой разницей давлений по разным направлениям, как это было при формировании Телекайских гранитов. Это состояние нарушилось вертикальными движениями, что выразилось в широком развитии трещин отрыва.

Для гранитов близповерхностной фации глубинности характерно более слабое развитие остаточных деформаций по сравнению со всеми более глубинными фациями гранитов. Средняя пористость составляет 3,52% с колебаниями 1,48–5,39%. Такая пористость соответствует породам, сформировавшимся в близповерхностных условиях. Низкие значения скорости продольных волн, с одной стороны, связаны с развитием нарушений, с другой – с относительным разуплотнением породы при свободной кристаллизации в камерах (Звягинцев, 1972).

В период формирования гранитов Амгеньского полуострова на Чукотке, по-видимому, преобладали растягивающие напряжения, приводившие к развитию магистральных трещин относительно неглубокого заложения, куда могла проникать магма кислого состава и застывать свободно в камерах. В дальнейшем растягивающие напряжения усиливались и трещины, проникая на более глубокие горизонты, способствовали выведению к поверхности магмы основного состава, которая кристаллизовалась в виде даек габбро-диабазов.

Связь оловянного оруденения с фациями глубинности рудоносных гранитоидов

Анализ табл. 22 показывает, что существует определенная зависимость между фациями глубинности гранитоидов и составом ассоциирующих с ними типов оловорудных месторождений.

С гранитоидами гипабиссальной фации глубинности (Иультинский интрузив) генетически связано месторождение вольфрамит-касситерит-кварцевой формации. Месторождение локализуется в ближнем экзоконтакте интрузива. Рудные тела расположены преимущественно вдоль трещин скалывания. Контакты отдельных кварцевых жил ровные, мощность их изменяется постепенно. Рудные брекчии для месторождения не типичны (Лугов и др., 1972).

С Телекайским массивом той же фации глубинности связано месторождение касситерит-силикатной формации. Особенностью ее проявления в пределах интрузива является широкое развитие оруденения малосульфидного, турмалинового и полевошпат-кварцевого типов¹ (участок Дальний).

Наиболее типичные месторождения касситерит-силикатной формации (малосульфидный, турмалиновый и хлоритовый типы) связаны с образованием субшелочных лейкократовых гранитов омсукчанского комплекса фации глубинности субвулканических гранитов. Эти месторождения наиболее полно отвечают гипабиссальной вулканогенной фации глубинности проявления послемагматических процессов в вулканогенных формациях, по Д.С. Коржинскому (1963).

Генетическая связь Хетинского месторождения касситерит-сульфидной формации с одноименным гипотетическим гранитным массивом не установлена, но петрофизические свойства пород этого интрузива близки к свойствам гранитов омсукчанского комплекса (Левомсукчанский и др.), поэтому нет полной уверенности в том, что с гранитами омсукчанского комплекса связаны месторождения олова двух различных формаций.

С субвулканическими гранитами фации глубинности субвулканических интрузий порфирировых пород связаны оловорудные месторождения других типов — многосульфидный, турмалиновый и хлоритовый (Амгеньское, Пийкун). В целом особенности проявления послемагматических процессов на Амгеньском полуострове во многом отвечают

¹ Оловоносные альбиты по В.Н. Воеводину (1969).

собственно субвулканической фации глубинности, по Д.С. Коржинскому. В них развиты процессы цеолитизации и адуляризации, установлена ассоциация хлорита и кварца с сульфосолями серебра; ореолы околорудных метасоматических пород намного превышают размеры околотрещинных рудных тел, повсеместно проявлены процессы брекчирования. Не типичным для собственно субвулканической фации глубинности послемагматических процессов является наличие в пределах Амгеньского рудного поля парагенетических ассоциаций с высокотемпературными минералами редких элементов, промежуточным микроклином, крипторешетчатым микроклином (альбита до 20%) и триклинным промежуточным ортоклазом, а также с игольчатым топазом и мусковитом широкого диапазона температур кристаллизации (Подольский и др., 1973).

Главные факторы, влияющие на проявление рудного процесса в магматогенных месторождениях, были сформулированы С.С. Смирновым (1947). К ним, как известно, относятся: источник рудных растворов, время и способ отделения рудоносных растворов, характер движения растворов и взаимодействие растворов с вмещающими породами.

Проявление сжимающих и растягивающих напряжений можно предположительно рассматривать как составные части трех последних факторов. Природа их сложная и обусловлена действием по крайней мере трех типов напряжений: литостатического (постоянного), регионального тектонического (переменного разнонаправленного) и магматического (за счет внедрения интрузива).

Результирующее действие всестороннего сжатия, установленного в Западно-Иульгинском интрузиве, при условии, что оно длительное время не сменялось растяжением, могло способствовать повышению давления, температурного градиента, локализации высокотемпературных минеральных ассоциаций вблизи интрузива. Медленное падение температуры и давления ограничивало развитие рудных брекчий, т.е. усиливало действие фактора постоянных напряжений (глубинности) за счет переменных тектонических.

Гранитоиды субвулканической фации, несмотря на развитие их в трещинах разных структурно-формационных зон, характеризуются сходными тектонофизическими условиями формирования. Меньшие квазивсесторонние давления, являющиеся функцией меньших глубин и нарушавшиеся, по-видимому, вертикальными движениями, что подтверждается большим числом трещин в минералах, повлияли на разброс рудных залежей вокруг интрузивов. Они встречаются не только в эндо- и экзоконтактовых образованиях, но и в породах без признаков экзоконтактового метаморфизма (Хетинское месторождение).

Рудные тела удалены от близповерхностных интрузивов Эрутского и Некс на 6–8 км по горизонтали и около 8 км на глубину. Очевидно, при этом существовали условия максимальных растяжений за счет вертикально направленного движения.

Таким образом, петрофизическое изучение свойств гранитоидов позволило произвести реконструкцию тектонических условий, существ-

вовавших в процессе становления разновозрастных интрузивов. По мере того как в регионе начинают преобладать растягивающие напряжения, формирование интрузивов совершалось все ближе к земной поверхности. Одновременно с этим происходит все большее удаление оловорудных месторождений в пространстве от самого интрузива.

Локализация оловянного оруденения в вулканогенных образованиях

Влияние физико-механических свойств на локализацию оловянного оруденения рассматривается на примере Эруттского и Амгеньского месторождений, которые от гранитных интрузий Эруттский и Некс отделены по времени формирования внедрением даек габбро-диабазов. Вмещающими для оруденения породами являются вулканогенные образования нижнего мела.

Эруттское месторождение находится в северо-западной части Амгеньского полуострова. Вмещающими породами, по данным

Таблица 23

Изменение физико-механических свойств в породах Эруттского оловянного

Степень изменения	Порода	Число образцов	ρ , г/см ³
Неизменяемые и слабо измененные	Туфы андезито-дацитов	12	2,68 2,59-2,75
	Лавы андезито-дацитов	8	2,64 2,59-2,66
	Лавобрекчии андезито-дацитов	5	2,61 2,58-2,64
	Гранодорит-порфиры субвулканической интрузии	1	2,59
Метасоматиты дорудные	Кварц-турмалиновые по туфам	5	2,76 2,67-2,83
Метасоматиты рудные	Кварц-турмалиновые с рудой	5	2,73 2,58-3,44
Окварцевание послерудное	Туфы андезито-дацитов	13	2,62 2,61-2,81

А.М. Подольского, являются туфы с мелко- и среднеобломочной структурой, реже-лавобрекчии и лавы андезито-дацитового состава. Общая мощность вулканогенных отложений составляет около 1000 м. Вулканогенные образования прорваны субвулканической интрузией гранодиорит-порфиры. Перед отложением руд вмещающие туфы подверглись изменениям с образованием метасоматитов кварц-турмалинового состава. После отложения руд породы прошли стадию окварцевания.

Неизменяемые и слабо измененные образования независимо от условий формирования мало отличаются по физическим свойствам (табл. 23). В туфогенных породах эффективная пористость в среднем равна 2,42%, в лавобрекчиях - 2,28% и в лавах - 1,98%. По упругим свойствам эти породы еще более однородны. Скорость продольных волн в неизменяемых и слабо измененных породах независимо от структуры и генезиса меняется от 5,26 до 5,35 км/сек. Цементация обломочного материала в туфогенных образованиях после их отложения привела к тому, что вновь образованная порода по упругим свойствам стала идентична лавам. Это говорит о том, что

месторождения в зависимости от степени и характера гидротермального процесса

$P_{эфф}$, %	V_p , км/сек	V_s , км/сек	$E \cdot 10^5$, кг/см ²	μ
2,42	5,26	3,30	6,87	0,15
1,54-4,40	4,75-5,62	2,68-3,71	5,95-8,80	0,01-0,35
1,98	5,35	3,21	6,60	0,22
0,59-4,40	4,89-5,56	3,00-3,36	5,64-7,15	0,20-0,24
2,28	5,30	3,23	6,60	0,22
0,97-3,47	4,89-5,62	3,00-3,39	5,66-7,34	0,17-0,22
1,87	5,40	3,20	6,42	0,24
4,07	5,13	3,35	7,14	0,09
1,96-5,92	4,20-5,51	2,91-3,71	4,85-8,14	0,04-0,13
5,25	4,70	3,25	6,20	0,05
2,14-9,74	4,03-5,93	2,84-3,84	4,38-8,90	0,01-0,19
1,88	5,60	3,33	7,17	0,23
1,11-3,28	5,37-5,75	2,88-3,47	6,18-7,69	0,20-0,31

Таблица 24

Изменение физико-механических свойств в породах Амгеньского оловянного процесса

Степень изменения	Порода	Число образцов	ρ , г/см ³	$\mu_{\text{эфф}}$, %
Неизмененные	Лавы дацитов	3	2,52	3,76
			2,50-2,56	1,89-4,70
Слабо измененные	Туфы дацитов мелко- и среднеобломочные	13	2,61	2,23
			2,56-2,66	0,90-4,90
	Игнимбриты дацитового состава	3	2,58	1,40
			2,57-2,60	1,04-1,61
	Туфы дацитов пепловые	4	2,65	0,88
2,63-2,65			0,76-1,05	
Дациты из некка	3	2,66	0,31	
		2,63-2,69	0,27-0,36	
Серицитизация, хлоритизация и окварцевание дорудные	Туфы дацитов мелко- и среднеобломочные	7	2,61	2,34
			2,58-2,63	0,90-4,90
Серицитизация с рудой	Туфы дацитов мелко- и среднеобломочные	22	2,63	2,74
			2,56-2,72	0,98-4,88

на тектонические напряжения вся мощная вулканогенная толща реагировала однородно. Внедрившиеся в вулканогенные отложения субвулканические гранодиорит-порфиры также не создали физической контрастности с вмещающими породами (см. табл. 23).

Предрудные процессы, в результате которых образовались кварц-турмалиновые метасоматиты по туфогенным породам, носили локальный характер только в том случае, когда наиболее пористые (4,40%) туфы находились вблизи магистральных рудоподводящих трещин. Образование метасоматитов происходило с очень незначительным преобладанием выноса над привносом, за счет чего поровое пространство в них увеличилось в среднем до 4,07%, а максимальное значение

месторождения в зависимости от интенсивности наложения гидротермального

V_p , км/сек	V_s , км/сек	$E \cdot 10^5$, кг/см ²	μ	Степень распространения
5,06	3,03	5,54	0,23	15
4,76-5,45	2,92-3,13	5,05-6,31	0,22-0,25	
5,12	3,23	6,33	0,16	10
4,63-5,83	2,89-3,68	5,38-7,75	0,01-0,24	
5,53	3,28	6,83	0,23	1
5,35-5,62	3,23-3,31	6,62-6,98	0,20-0,24	
5,58	3,30	7,02	0,23	0,5
5,45-5,64	3,23-3,36	6,71-7,19	0,23-0,24	
5,73	3,30	7,22	0,25	
5,59-5,96	3,24-3,37	7,11-7,33	0,22-0,29	
5,28	3,22	6,47	0,19	-
4,63-5,83	3,05-3,44	5,39-7,48	0,12-0,24	
5,08	3,14	5,98	0,16	-
4,55-5,59	2,88-3,68	4,99-7,75	0,01-0,22	

достигло 5,92%. Увеличение объемного веса метасоматитов (до 2,76 г/см³) связано с отложением турмалина.

В рудный этап, как и в предрудный, происходили два одновременных процесса. С одной стороны, из растворов осаждалось олово в виде минерала касситерита, с другой — эти же растворы выносили значительное количество компонентов из вмещающих пород. Это привело к дальнейшему увеличению пористости, которая в рудных метасоматитах в среднем достигает 5,25%, что гораздо выше, чем в неизмененных туфах и даже дорудных метасоматитах кварц-турмалинового состава. Средний объемный вес (2,73 г/см³) рудных метасоматитов даже несколько ниже, чем, например, в безрудных ме-

тасоматитах, однако пределы колебаний (2,58–3,44 г/см³) стали гораздо больше из-за неравномерного распределения олова в породе. Общей отличительной чертой рудного этапа, как и предрудного, является преобладание выноса вещества из вмещающих пород над привносом, что мало способствует скоплению руд. По-видимому, это связано с большой агрессивностью растворов на границе раствор – твердая фаза.

Пострудный процесс окварцевания происходил в основном в туфах. Отложение кварца сопровождалось частичной перекристаллизацией стекловатого базиса и закупоркой большей части порового пространства. Это привело к уменьшению пористости до 1,88% с дисперсией 1,11–3,28%. Средний объемный вес окварцованных туфов (2,62 г/см³) почти не отличается по своему значению от неизмененных разностей. Упругие свойства окварцованных туфов незначительно повысились. Все это показывает, что к этому времени в составе раствора отсутствовало олово. Таким образом, комплекс вулканогенных пород в районе месторождения в неизмененном состоянии по упругим свойствам был однороден. Возникающие трещинные структуры в силу общих показателей упругости носили сквозной характер. Предрудные процессы происходили локально в наиболее пористых туфах. Контрастная пористость туфов (1,54–4,40%) не создавала благоприятных условий для проникновения растворов на большие расстояния по горизонтали. При движении растворов в рудную стадию во вмещающих породах не имелось сколько-нибудь различных по пористости площадных сочетаний рудовмещающая толща – экран. Отложение руд могло совершаться только в мелких слепо оканчивающихся оперяющих трещинах или в виде вкрапленности в крупных порах недалеко от магистральных нарушений.

Амгеньское месторождение находится в центральной части Амгеньского полуострова. Среди вмещающих вулканогенных пород общей мощностью около 700 м наименьшим распространением пользуются мелко- и среднеобломочные туфы, реже игнимбриты и лавы дацитов. Отмечаются также единичные прослои пепловых туфов того же состава. Вулканогенные образования прорваны субвулканическим нежком дацитов.

Наиболее пористыми образованиями являются лавы, в которых содержание открытых пор в среднем составляет 3,76%, за ними следуют средне- и мелкообломочные туфы – 2,23%, затем игнимбриты – 1,40%, пепловые туфы – 0,88% и породы субвулканической интрузии – 0,31%. Если судить по пористости, то вулканогенная толща здесь довольно контрастна. Однако, по данным А.М. Подольского, в разрезе в основном преобладают мелко- и среднеобломочные туфы, на остальные разновидности приходится в общей сложности не более 1%. Все вулканогенные образования имеют очень близкие показатели по упругим свойствам. Скорость продольных волн в лавах дацитов равна 5,06 км/сек, в туфах – 5,12 км/сек, игнимбритах – 5,53 км/сек, пепловых туфах – 5,58 км/сек. Такое же однообразие наблюдается и в показателе модуля Юнга (табл. 24).

Следовательно, здесь, как и в пределах Эруттского месторождения, при деформациях возникали магистральные трещины через всю толщу вулканогенных образований в силу близких показателей упругих свойств.

В прерудный этап вторичным изменениям подверглись туфы с мелко- и среднеобломочной структурой. При изменении в них образовались вторичные минералы: серицит, хлорит и кварц. В измененных туфах пористость составляет 2,34%, при этом отмечается некоторое увеличение скорости продольных волн (5,28 км/сек) и модуля Юнга ($E = 6,47 \text{ кг/см}^2$).

В рудный этап одновременно с образованием касситерита развивался также серицит. Отложение рудного минерала в среднем почти не изменило объемного веса ($2,63 \text{ г/см}^3$) оруденелых пород. Однако верхний предел в некоторых образцах увеличился до $2,72 \text{ г/см}^3$. Это показывает, что рудоотложение происходило местами при частичной закупорке пор. Серицитизация же, по-видимому, сопровождалась выносом вещества из боковых пород, что и привело к небольшому увеличению в них пористости (2,74%). В связи с рудоотложением отмечается тенденция уменьшения упругих свойств оруденелых туфов по сравнению с неизмененными разностями.

Рассматривая показатели упругих параметров пород в вулканогенной толще, развитой на Амгеньском месторождении, можно отметить, что при растягивающих напряжениях существовали условия образования сквозных трещин. Они способствовали значительной фильтрации растворов в прерудный и рудный этапы. Почти непроницаемые пепловые туфы не могли создать экранных барьеров в связи с незначительным их распространением в разрезе. Их ничтожная пористость (0,31%) создавала застойную обстановку для движения растворов по вертикали. В горизонтальном направлении растворы также не могли проникать далеко из-за значительной контрастности по пористости мелко- и среднеобломочных туфов.

Значение пористости в локализации полиметаллического оруденения в вулканогенно-осадочных образованиях

Для полиметаллического оруденения не установлено конкретной генетической связи с эффузивной или интрузивной деятельностью. Отмечено, что в пределах рудных районов одна и та же рудная формация локализуется в разных породах, но большинство рудных залежей приурочено к определенным литологическим горизонтам. Это явление объясняется с разных точек зрения, в том числе с позиций физико-механических свойств горных пород. В последнем случае важное значение придается пористости.

Влияние пористости на рудоотложение рассматривали многие исследователи (Розанов, 1961; Никифоров, Розанов, 1963; Королев, Тулегенов, 1960; Звягинцев, 1968; Старостин, 1968, 1973; и др.). Изучалась пористость горных пород Зырянского района на

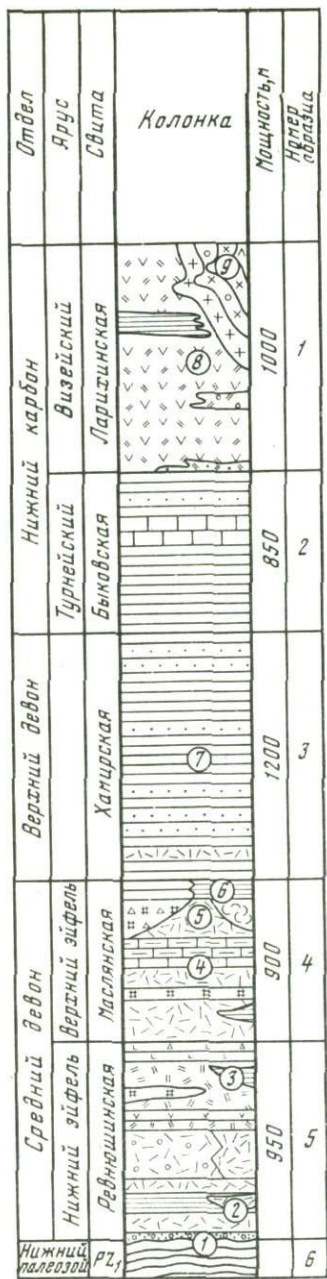


Рис. 32. Схематический стратиграфический разрез Зырянского рудного района (Рудный Алтай) и размещение в нем полиметаллических и медных рудопроявлений

Цифры в кружках: 1 – Чудовское (Ст), Ревнюшинское (Cu), Березовское II (Pb, Zn); 2 – Путищевское (Pb, Zn), Комсомольское (Pb, Zn), Сажаевское (Pb, Zn), Правоберезовское (Pb, Zn), Габриельское I (Pb, Zn), Габриельское II (Cu), Березовское (Cu); 3 – Александровское (Cu), Березовская Штольня (Cu); 4 – Зырянское (Pb, Zn), Греховское I (Pb, Zn); 5 – Греховское II (Pb, Zn), Сажаевское I (Pb, Zn); 6 – Снегиревское (Pb, Zn), Богатыревское (Pb, Zn), Ларицкое (Pb, Zn), Переяславское (Pb, Zn), Лесное (Pb, Zn), Осочихинское (Pb, Zn), Случайное (Pb, Zn), Платовское (Pb, Zn), Тигинское (Pb, Zn), Тигинско-Березовское II (Pb, Zn), Тигинско-Березовское III (Pb, Zn); 7 – Крестьянское (Pb, Zn); 8 – Мамонтовское (Pb, Zn); 9 – Парыгинское (Pb, Zn), Сивоозерское (Pb, Zn)

Образцы: 1 – лавы и туфы авгитовых и плагиоклазовых порфиритов с горизонтами аргиллитов и туфоконгломератов, в основании толщи – туфопесчаники; 2 – аргиллиты с горизонтами алевролитов, песчаников и известняков; 3 – аргиллиты с горизонтами песчаников, алевролитов и туфов кислого состава; 4 – туфы кислого состава, перемежающиеся с горизонтами аргиллитов, известковистых аргиллитов, пепловых туфов, игнимбритов и кварцевых альбитофиров; 5 – толща сложного состава, представленная базальными конгломератами, туфами кислого и среднего состава, туфоконгломератами и аргиллитами с горизонтами андезитов и кварцевых альбитофиров. В верхней части толщи залегают диабазы и их туфы; 6 – метаморфические сланцы

Рудном Алтае, в котором большое развитие получила полиметаллическая и колчеданно-полиметаллическая рудные формации. Геологический разрез представлен нижнепалеозойскими метаморфическими сланцами и вулканогенно-осадочными породами среднего и верхнего девона, а также нижнего карбона. Интрузивные образования, которые слагают примерно половину территории района, расчленяются на несколько интрузивных комплексов (змеиногорский, калбинский, лениногорский и комплекс малых интрузий) посленижекарбонového возраста (рис. 32).

Отсутствие прямой генетической связи сульфидной минерализации с магматическими образованиями привело к острой дискуссии по вопросу генезиса и возраста руд. Дискуссия эта широко освещалась в печати, и на ней мы не останавливаемся. В настоящее время на изученном Лениногорском рудном поле для Риддер-Сокольного месторождения имеются неоспоримые доказательства формирования полиметаллических руд как эксгаляционно-осадочным (Покровская, Ковриго, 1970), так и гидротермально-метасоматическим (Старостин и др., 1973) путем в процессе девонской вулканогенной деятельности.

Но имеются факты о прорывании полиметаллическими жилами змеиногорских гранитов (Парыгинское и Стрижковское месторождения) в Зырянском районе. Здесь же отмечено наложение рудной полиметаллической минерализации на дайки основного состава (Шипулин, 1958), которыми заканчивается интрузивный процесс. Это обстоятельство, по мнению В.И. Смирнова (1970), может быть объяснено только длительностью формирования руд Алтайской провинции. Для Зырянского района нет достоверных данных о связи руд с девонским вулканизмом, хотя пластовая форма залежей, согласных с вмещающими породами, отмечалась неоднократно разными исследователями. На Зырянском месторождении подчиненные межпластовым срывам линзовидные тела с глубиной сменяются залежами трубчатой формы (Гармаш и др., 1967). Если учесть длительность рудного процесса, то такие противоречивые факты являются следствием того, что в разные эпохи руда отлагалась в одних и тех же структурах.

Размещение руд в палеозойском разрезе крайне неравномерно (Звягинцев, 1965). Из общего числа рудопроявлений более 90% приурочены к образованиям среднего девона. Подавляющее большинство рудопроявлений и месторождений размещается в пачках, характеризующихся переслаиванием кислых туфогенных образований с аргиллитами (см. рис. 32).

Избирательная способность отдельных пород девонского стратиграфического разреза к локализации полиметаллического и колчеданно-полиметаллического оруденения на Рудном Алтае известна давно. Исследователи, занимавшиеся этим вопросом, связывали ее с разной проницаемостью (пористостью) пород при прохождении через них рудных растворов (Горжевский, Яковлев, 1957; Каюпов и др., 1957; Звягинцев, 1965; Шипулин, 1963). Выводы строили на ви-

зуальных наблюдениях и общих предпосылках, так как никаких определений пористости и проницаемости не производили.

В Зырянском рудном районе были отобраны образцы всех пород, слагающих палеозойский стратиграфический разрез, по которым определяли общую и эффективную пористости. Эффективную пористость определяли методом свободного водонасыщения через 1, 3, 5, 10, 15, 30 и 45 суток, что позволило также проследить скорость и характер заполнения пор водой и оценить динамику заполнения порового пространства. Для исследований отбирали наиболее свежие породы, при этом каждый раз отмечали степень их изменения вторичными процессами, которые учитывали при дальнейших построениях. В пределах рудного района по степени распространения выделяются следующие литолого-структурные разности пород.

Аргиллиты – самые распространенные породы, представленные в основном глинистым материалом. В зависимости от примесей выделяют в небольшом количестве известковистые, кремнистые и углистые разновидности. Аргиллитами сложено несколько горизонтов среднего девона, целиком – толщи верхнего девона и турнейского яруса нижнего карбона.

Туфы андезито-базальтов состоят из обломков лав и небольшого количества обломков кристаллов плагиоклазов. Исследовались зернистые разности туфов с обломками 1–10 мм в поперечнике. Внешне это плотно сцементированные породы. Они слагают единичные горизонты в среднем девоне и большую часть разреза визейского яруса нижнего карбона.

Андезито-базальтовые лавы состоят из вкрапленников плагиоклаза, реже – авгита, погруженных в скрытокристаллическую основную массу, иногда с миндалекаменной структурой. Вкрапленники составляют 5–7% от общего объема породы. Лавы слагают редкие горизонты в среднем девоне и меньшую часть разреза визейского яруса.

Туфы кварцевых альбитофиров – зернистые, размер обломков 1–10 мм в поперечнике. Они сложены мелкими обломками лав кварцевых альбитофиров, а также обломками кристаллов кварца и плагиоклаза. Обломки кристаллов составляют менее 10% объема породы. В первичной структуре обломки, слагающие туфы, были стекловатые, но в настоящее время они раскристаллизованы в мелкие зерна кварц-полевошпатового состава. Туфы кварцевых альбитофиров слагают большую часть среднедевонского разреза.

Лавы кварцевых альбитофиров состоят из тонкозернистой основной массы и вкрапленников альбита, которые составляют 1–3% общего объема породы. Первичная структура основной массы была стекловатой. В результате перекристаллизации она превратилась в мелкозернистый агрегат кварца, в котором в небольшом количестве отмечается полевой шпат, а также редкие пластинчатые выделения биотита и зерна магнетита. Лавы в виде единичных прослоев отмечаются в среднем девоне. Они составляют примерно 7–10% объема туфов кварцевых альбитофиров.

Таблица 25

Пористость пород Зырянского района

Порода	Возраст породы	Число образцов	Пористость, %	
			$P_{эфф}$	$P_{общ}$
Аргиллиты	D ₂	5	1,13	1,89
Лавы кварцевых альбитофиров		5	0,48	0,98
Туфы кварцевых альбитофиров		7	2,61	3,36
Лавы андезитобазальтов		6	1,17	1,69
Туфы андезитобазальтов		5	1,46	1,97
Аргиллиты	D ₃	5	1,44	1,89
Песчаники		5	1,07	1,47
Аргиллиты	C ₁	6	1,96	2,26
Лавы базальтов		5	1,32	1,48
Туфы базальтов		5	1,35	1,57

Песчаники — тонкозернистые, в основном кварцевые и кварц-полевошпатовые. Обломочная фракция составляет 40–60%. Цемент кварцевый или кварц-глинистый. Единичные маломощные горизонты песчаников распространены в среднем девоне и турнейском ярусе. Несколько больше песчаников отмечается в верхнем девоне.

Данные по общей и эффективной пористости пород разного состава приведены в табл. 25. Пористость пород, слагающих район, заметно различается.

Наибольшей пористостью характеризуются зернистые туфы кварцевых альбитофиров. Для этих пород средняя $P_{эфф} = 2,61\%$, $P_{общ} = 3,36\%$. Количество открытых пор составляет 77%. В обломочных породах той же фракции и того же возраста, но основного и среднего составов, пористость почти в 2–2,5 раза меньше.

Для аргиллитов $P_{эфф}$ и $P_{общ}$ незначительно меняются в зависимости от возраста. Наименьшая пористость соответствует наиболее древним среднедевонским аргиллитам, у которых $P_{эфф} = 1,13\%$, а общая — 1,86%. Открытая пористость составляет 60%. Несколько повышается пористость у верхнедевонских аргиллитов, в наиболее молодых турнейских аргиллитах $P_{эфф}$ по сравнению с аргиллитами среднего девона возрастает на 74%, а общая — на 20%. Открытые поры составляют 87%. Уменьшение пористости пород в более древ-

них аргиллитах, очевидно, следует связывать с теми уплотнениями, которые произошли в обломочных породах в результате воздействия на них нагрузки вышележащих пород. Отмечено уменьшение $\Pi_{\text{общ}}$ с закрытием пор, фиксируемое повышением отношения $\Pi_{\text{общ}}$ и $\Pi_{\text{эфф}}$ в более древних породах.

Пористость песчаников верхнего девона сравнительно невелика и даже несколько ниже, чем у аргиллитов того же возраста. Это скорее всего следует связывать с наиболее поздней цементацией, так как в кремнистом цементе нет следов обломочного строения.

Монолитные лавы основного и среднего составов разного возраста в общем имеют небольшую эффективную (1,17-1,32%) и общую (1,48-1,69%) пористости; эти значения пористости почти такие же, как у аргиллитов среднего девона. У других монолитных пород (лав кварцевых альбитофиров) эффективная пористость очень низкая - 0,48%, а общая - 0,98%; открытые поры составляют около 50%.

Большинство рудных залежей пространственно приурочены к туфогенным породам кислого состава. Эти же породы обладают наивысшей эффективной пористостью. Следовательно, даже при одной и той же скорости движения растворов, несущих полезный компонент, через туфы кварцевых альбитофиров проходило гораздо большее количество растворенного компонента, чем через другие породы. Как видно из рис. 32, локализация оруденения происходит, хотя и в наиболее пористых образованиях, но обязательно перекрытых малопроницаемыми породами, являющимися экранами для рудных растворов. Такими экранами служат аргиллиты среднего девона, у которых эффективная пористость ниже по сравнению с рудовмещающими туфами в среднем в 2-3 раза.

Там, где нет переслаивания пород, различающихся по эффективной пористости, нет и рудной минерализации. Это подтверждается следующими примерами. Мощная пачка зернистых туфов кварцевых альбитофиров, залегающая в самых верхах маслянской свиты среднего девона, в которой отсутствуют менее пористые горизонты пород, содержит всего одно рудопроявление (см. рис. 32). То же самое характеризует и образования быковской свиты общей мощностью 850 м, сложенные аргиллитами. Пористость аргиллитов меньше, чем туфов кварцевых альбитофиров, но выше, чем других пород района. В такой мощной однородной толще не отмечено ни одного рудопроявления. Хамирская свита, представленная аргиллитами и редкими линзами песчаников общей мощностью 1200 м, вмещает одно рудопроявление. Ларихинская свита, сложенная туфами и лавами основного состава, резко различающимися по условиям образования, но незначительно по эффективной пористости, содержит всего одно рудопроявление.

Изученные пористости пород позволяют объяснить некоторые факты, которые казались невероятными с физико-химической точки зрения. Известно, что близость величин ионных радиусов свинца

и цинка, с одной стороны, и калия - с другой, приводит к замещению калиевых минералов этими металлами. В пределах Зырянского района часто наблюдается замещение свинцово-цинковыми рудами пород, содержащих калиевые минералы, а именно туфов кислого состава. Однако лавы того же состава почти не замещаются рудами или замещаются на малых участках периферийных частей лавовых залежей. Это может быть объяснено очень низкой пористостью (всего 0,48%) и, следовательно, ничтожной проницаемостью лав для растворов. По сути дела эти породы являются экраном для рудных растворов и растворов вообще. Если растворы и просачивались через эти породы, то их было настолько мало и процесс был настолько незначителен, что не мог привести к сколько-нибудь существенному рудоотложению.

В районе отмечается широкое развитие предрудного метаморфизма, в результате которого сильно менялся состав боковых пород. Во многих случаях наблюдается приуроченность рудной минерализации к этим зонам. Обычно метаморфизованные породы распространены гораздо шире, чем само оруденение. Отмечены зоны измененных безрудных пород. Преобладающим типом предрудного метаморфизма является серицитизация. В табл. 26 показано изменение пористости разных пород в зависимости от степени их серицитизации. Породы отбирали из одного разреза от неизмененных к более измененным разностям.

Из данных табл. 26 видно, что пористость пород, подвергшихся серицитизации, сильно увеличивается. Эффективная пористость аргиллитов возрастает в 4 раза, кислых туфов - в три и кислых лав - в два раза. При одной и той же степени метаморфизма конечная пористость разных пород резко отличается и зависит от исходной пористости. Объем открытых пор с увеличением степени метаморфизма, как правило, увеличивается. Из сказанного следует, что серицитизация как бы подготавливает пространство в породах перед процессами рудоотложения. Увеличение эффективной пористости ведет к расширению пространства, в котором может разместиться большое количество растворов и осадиться большее количество руд.

Несмотря на то что эффективная пористость неизмененных пород имеет некоторые количественные различия, при метаморфизме она может стать одинаковой. Туфы кварцевых альбитофиров после метаморфизма имеют равную или даже меньшую пористость, чем перекрывающие их аргиллиты. Увеличение пористости должно вести к увеличению рудоотложения. Ввиду сглаживания колебаний значений эффективной пористости между разными породами повышается проницаемость и, следовательно, скорость фильтрации растворов при движении их из пласта в пласт, а это не способствует осаждению рудных компонентов. Поэтому иногда наблюдаются обширные поля измененных пород с отсутствием каких-либо признаков минерализации.

Из графика свободного водонасыщения, составленного для неизмененных и сильно серицитизированных разностей (рис. 33) видно, что насыщение пород водой за первые сутки достигает 75-95% общего объема открытых пор. В лавах неизмененных и измененных

Таблица 26

Изменение пористости пород среднего девона в результате серицитизации

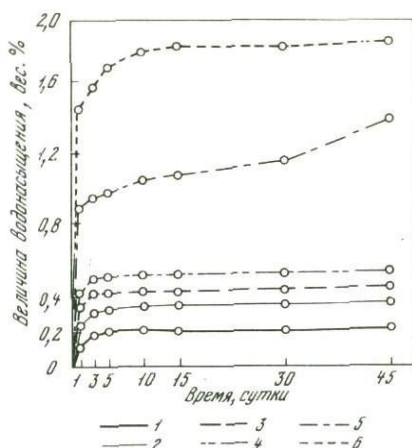
Порода	Степень изменения	Число образцов	Пористость, %		Объем открытых пор от общей пористости, %
			$\Pi_{эфф}$	$\Pi_{общ}$	
Аргиллиты	Неизмененные	3	1,24	1,71	72
	Слабо измененные	3	1,90	2,44	78
	Сильно измененные	3	4,98	6,28	80
Мелкозернистые туфы кварцевых альбитофиров	Неизмененные	3	1,55	2,38	65
	Слабо измененные	3	2,72	3,33	81
	Сильно измененные	3	4,17	6,26	67
Лавы кварцевых альбитофиров	Неизмененные	3	0,44	0,95	46
	Слабо измененные	3	0,55	1,05	53
	Сильно измененные	3	0,85	1,50	57

кварцевых альбитофиров почти 100%-ное заполнение пространства водой происходит в первые 5 суток. В дальнейшем почти никакого увеличения количества воды в породах не отмечается и кривые водонасыщенности выполаживаются. В неизменных туфах почти 100%-ное заполнение пор происходит также в первые 5 суток, затем водопоглощение прекращается и кривая становится пологой. В измененных туфах до самого конца идет постепенно замедляющееся водонасыщение, но оно не кончается и после 45 суток, так как под давлением туфы еще впитывали в воду в значительных количествах. В неизменных аргиллитах 100%-ное заполнение пор завершается за первые 5 суток; в измененных аргиллитах — за 10 суток.

Из сказанного следует, что скорость движения растворов, исходя из характера кривых водопоглощения, для неизменных серицитизированных пород почти одинакова. Однако количество растворов, проходящих через разные породы в одно и то же время, неодинаково и будет зависеть от количества открытых пор в данной породе. При перемещении растворов из более пористой среды в менее пористую на границе под менее пористыми породами скапливается часть раствора, который будет находиться под давлением, так как

Рис. 33. Типы кривых свободного водонасыщения по средним данным пород среднего девона Зырянского района

1 — лавы кварцевых альбитофириров неизмененные; 2 — лавы кварцевых альбитофириров сильно серицитизированные; 3 — туфы кварцевых альбитофириров неизмененные; 4 — туфы кварцевых альбитофириров сильно серицитизированные; 5 — аргиллиты неизмененные; 6 — аргиллиты сильно серицитизированные



движение растворов зависит от градиента давления. Когда концентрация компонентов в растворе достигнет определенной величины, то, по-видимому, произойдет отложение их по пустотам с метасоматическим замещением боковых пород. Измерение пористости вкрапленных руд, залегающих в кислых туфах, показывает, что эффективная пористость их по четырем определениям составляет 0,75–1,08%, для сплошных руд – 0,44–0,79%. Это свидетельствует о том, что процессы рудоотложения ведут к закрытию пористости. Если же среда имеет незначительные колебания пористости, то движение растворов будет однородным и не приведет к осаждению рудных компонентов.

Рассмотренные примеры показывают, что во многих случаях пористость играет главенствующую роль при формировании рудных залежей. Хотя рудная минерализация встречается во всех палеозойских породах Зырянского района, однако большинство рудных тел располагается в наиболее пористых туфах кварцевых альбитофириров (средняя $\Pi_{эфф} = 2,61\%$), перекрытых аргиллитами (средняя $\Pi_{эфф} = 1,13\%$). Таким образом, возникшая в процессе формирования физическая контрастность пористости между туфами и аргиллитами в эйфельское время сохранилась до настоящего времени, несмотря на наличие метаморфизма. Эта контрастность явилась главным фактором избирательности для сульфидных руд в девонскую и верхнепалеозойскую эпохи.

Влияние пористости на формирование железорудного оруденения в скарнах

На примере Дашкесанского скарново-железорудного месторождения исследуется влияние первичной пористости на формирование рудных залежей. Дашкесанское рудное поле находится в 35 км к югу от г. Кировабада (Азербайджан). В геологическом строении района участвует сложный комплекс эффузивных, вулканогенных и осадочных пород средне- и верхнеюрского возраста, прорванных четырьмя

последовательными интрузивными комплексами. Наиболее ранний из них отвечает по составу производным габброидной магмы, второй – гранодиоритовой, третий – субщелочной. Петрофизическая характеристика пород первых трех комплексов приведена в главе II. В четвертую интрузивную фазу были сформированы дайки диабазов и порфиритов, объединяемые в комплекс самостоятельных малых интрузивов (Шипулин, 1968).

Стратиграфический разрез отличается невыдержанностью по составу свит и их мощности (рис. 34). В основании разреза залегают кварцевые порфиры и их туфы верхнебайосского возраста с видимой мощностью 300 м, на которые с размывом налегает пачка переслаивающихся туфобрекчий кварцевых порфиров и порфиритов. На размытой поверхности верхнебайосских образований лежит толща нижнебатского возраста. В основании разреза располагаются вулканогенные порсды, представленные туфами и туфобрекчиями порфиритов с прослоями туфоконгломератов, туфогравелитов, туфопесчаников и покровных диабазовых порфиритов. Выше следует разнообразная по составу пачка туфов, туфоконгломератов, туфобрекчий, покровных диабазовых порфиритов. На нижнебатскую толщу ложится маломощный (4–5 м) выдержанный горизонт титанистых магнетитовых песчаников, который одними исследователями относится к нижнему бату, другими – к верхнему. Верхнебатские породы представлены различными туфами – пепловыми, ляпилевыми и агломератовыми разностями с горизонтом покровных пироксеновых и плагиоклазовых порфиритов.

Верхнеюрский разрез начинается толщей келловей, сложенной туфоконгломератами, туфопесчаниками, туфобрекчиями и аргиллитами. В верхней части толщи отмечены прослои известняков и песчанистых известняков. Выше лежат оксфордские отложения, подразделяющиеся на нижнюю свиту, сложенную известковистыми туфами, туфопесчаниками и туфоконгломератами, и верхнюю, представленную известняками с максимальной мощностью до 400 м, которые по возрасту относят к верхнему оксфорду – нижнему кимериджу, или к так называемой лузитанской фации. Преобладающими породами фации являются кальцитовые известняки. В разных частях разреза среди известняков прослеживаются линзовидные прослои известковистых туфогенных образований, которые оказались наиболее благоприятными для метасоматического замещения скарново-магнетитовыми залежами. Вблизи интрузий и скарново-рудных тел известняки перекристаллизованы в мраморовидные разности и не несут признаков замещения скарнами и рудами. Известняки инертны по отношению к метасоматическим процессам даже тогда, когда в виде линз находятся в скарнах. Над осадочной толщей оксфорда – кимериджа располагается вулканогенная толща верхнего кимериджу. Она сложена переслаивающимися туфобрекчиями, туфоконгломератами, туфогравелитами и туфопесчаниками с отдельными прослоями лав и представляет интерес в связи с размещением в ней алунитовой залежи. Над ними залегают мощная пачка лавовых пород – диабазов, диабазовых порфиритов и порфиритов. В средней ее части отмечен

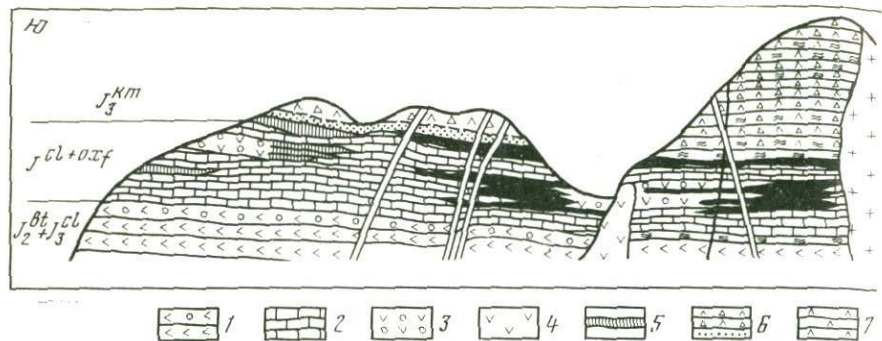
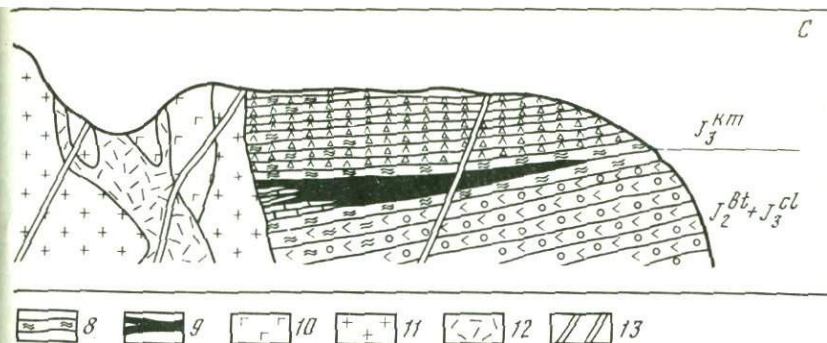


Рис. 35. Схематический разрез через Дашкесанское рудное поле (по Г.П. Корневу)

1 — туфобрекчии и туфолавы кварцевых порфиров и порфиритов; 2 — известняки; 3 — туфобрекчии и туфопесчаники среди известняков; 4 — порфириты (жерловая фация); 5 — туфогенно-карбонатные породы; 6 — туфобрекчии, туфопесчаники, туфы порфиритов; 7 — покровы диабазов и диабазовых порфиритов; 8 — роговики; 9 — скарново-рудные залежи; 10 — габброиды; 11 — гранодиориты; 12 — лейкократовые граниты; 13 — дайки диабазов и порфиритов

горизонт туфогенных пород верхней туфогенной голши. В отличие от подстилающих туфогенных образований лавы почти не содержат оруденения.

Несмотря на достаточно детальную изученность (Кашкай, 1965; Ахмедов, 1965; Шипулин, 1968; и др.) геологических позиций и состава скарново-магнетитовых и алунитовых залежей, вопросы возраста, генезиса и взаимоотношений рудных тел с интрузиями продолжают обсуждаться. Многие исследователи связывают железорудное оруденение с многофазной серией габбро-гранодиорит-гранитных интрузий. Мнения расходятся относительно роли в процессах рудообразования той или иной фазы. Железорудные месторождения, представляющие согласные с вмещающими породами скарновые залежи магнетита и гематита, расположены в северном и южном экзоконтактах интрузивов (рис. 35). Наиболее мощные и крупные залежи находятся в северной части рудного поля (северо-западный и северо-восточный участки Дашкесанского месторождения), где они залегают в туфогенно-карбонатных породах оксфорда-кимериджа. Более обширные, но менее мощные рудные залежи находятся на южном экзоконтакте интрузивов — юго-восточный и юго-западный участки Южно-Дашкесанского месторождения. В юго-восточной части рудного поля отмечены рудные залежи в тех же фациальных разновидностях оксфорда-кимериджа в окрестностях г. Пирсултан (Дамировское месторождение и Дардара-Ахмедлинский участок). Породы некоторых систем даек метаморфизованы, обохренены, а иногда скарнированы и замещены магнетитом (Ахмедов, 1965). Этот факт свидетельствует о том, что по времени оруденение оторвано от



интрузий. Становление оруденения происходило после того, как крупные плутоны успели закристаллизоваться и частично остыть, а в пересекающих их дорудных дайках уже появились хорошо заметные зоны закалки. Суммируя все возможные факты, Ф.К. Шипулин (1968) допускает, что рудное вещество связано с глубинным источником основного расплава, давшего ранее комплекс самостоятельных малых интрузий.

Загликское месторождение алунитовых рудополюжено к западу от скарново-магнетитовых залежей северо-западного участка и находится в удалении от интрузивов, от которых отделяется скарновыми залежами.

В существующих представлениях о формировании скарново-магнетитовых залежей большая роль придается литологическому контролю. Скарново-магнетитовые залежи распределены в туфогенно-карбонатных породах лузитанской фации верхнего оксфорда — нижнего кимериджа. Однако туфогенные образования встречаются и в других частях разреза, не несущих признаков рудной минерализации, что никак не объясняется. Очевидно, причина избирательной способности пород лузитанской фации к рудам заключается в чем-то другом. Пока не выяснена причина приуроченности скарнообразования к вулканогенным породам, а не известнякам. Не отрицая влияния химического состава при процессах замещения боковых пород рудами, нельзя забывать и того, что для полного понимания процесса рудоотложения необходимо знание физико-механических свойств среды, в которой они происходили.

О физико-механических свойствах лузитанской серии пород перед отложением можно судить по разрезу в районе пос. Хачбулаг, расположенному на юго-западе от месторождения (табл. 27). Разрез представлен пачкой туфогенно-карбонатных образований без признаков вторичных процессов (рис. 36). Исключение составляют мелкозернистые туфопесчаники (обр. 426), затронутые слабой эпидотизацией. Наименее пористыми образованиями являются чистые известняки (0,54–0,58%). Примесь туфогенного материала в небольших количествах не приводит к увеличению в них открытой пористости. В вулканогенно-осадочных образованиях, представленных песчаниками, цементом которых служит карбонатный материал, пористость повышается до 1,09–2,67% (обр. 420–421). В крупно-

Таблица 27

Физические свойства неизмененных пород лузитанской серии в районе пос. Хачбулаг

Порода	Номер образца	ρ , г/см ³	Π эфф, %	Порода	Номер образца	ρ , г/см ³	Π эфф, %
Известняки	418	2,69	0,54	ТUFFиты	425	2,46	13,44
Известняки с примесью туфов	419	2,69	0,40	Тuffопесчаники эпидотизированные	426	2,74	1,21
Тuffопесчаники мелкозернистые	420	2,68	1,09	Тuffопесчаники мелкозернистые	427	2,69	0,76
Тuffопесчаники крупнозернистые	421	2,72	2,67	Тuffиты	428	2,72	2,22
Тuffиты	422	2,52	7,88	Тuffогравелиты	429	2,45	12,22
Тuffопесчаники крупнозернистые	423	2,43	11,99	Тuffы андезито-дацитов, мелкообломочные	430	2,31	13,71
Известняки	424	2,75	0,58	Тuffы андезито-дацитов крупнообломочные	431	2,30	13,63

зернистых песчаниках с туфогенным цементом она уже составляет 11,99% (обр. 423). Примерно такое же количество открытых пор в туфах андезито-дацитов и туфогравелитах.

Таким образом, породы лузитанской серии по эффективной пористости крайне контрастны. Эта контрастность возникла вследствие различий в составе осадка, цементирующего обломочный материал при формировании отложений. Наличие в разрезе пород, почти непроницаемых (известняки) и сильно проницаемых туфов, предопределило возникновение благоприятных структур для движения растворов по наиболее пористым образованиям при процессах скарирования. Как видно из показателей эффективной пористости, известняки не только малопористые образования, но на фоне вулканогенных пород являются экраном для растворов.

Процессы скарнообразования накладываются на зоны ороговикованных пород вокруг крупных шлутонов и, очевидно, могли частично возникнуть в связи с конкретными интрузиями габброидов или гранитов. Однако главная масса скарно-рудных залежей образована после самостоятельных малых интрузий. Гранат-магнетитовые скарны в виде многочисленных жил пересекают все интрузивы габброидов, гранодиоритов и субшелочных гранитов (Ахмедов, 1965; Шишулин, 1968). Скарирование даек основного и среднего состава наб-

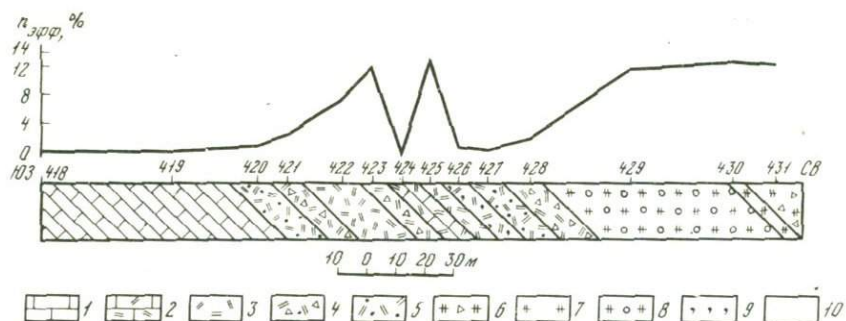


Рис. 36. Изменение пористости в породах лужитанской фации в районе с. Хачбулаг

1 — известняки; 2 — известняки с примесью туфогенного материала; 3 — туффиты с примесью карбонатного материала; 4 — туфопесчаники крупнозернистые с карбонатом; 5 — туфопесчаники мелкозернистые с карбонатом; 6, 7 — туфы андезитов-дацитов тонкозернистые; 8 — туфогравелиты; 9 — эпидотизация; 10 — места отбора образцов

поядась нами на левом берегу р. Кошгарчай к западу от сел. Загалы. Скарнированию подвержены эндоконтакты дайковых пород и маломощные зоны известняков. Формирование скарнов в стратифицированных образованиях происходило путем перекристаллизации исходных пород на месте. Это подтверждается тем, что скарновые залежи образованы в пределах горизонтов пород, содержащих туфогенный материал. Известняки и чисто алюмосиликатные породы при этом оставались совершенно инертными.

Среди скарнированных образований преобладающее значение имели гранатовые, пироксен-гранатовые и дашкесанитовые разности, в которых присутствуют иногда одновременные, но в основном отстающие по времени магнетит и гематит. М.А. Кашкай (1965) установил следы замещения дашкесанитом (хлорсодержащей гастингсит) пироксенов и в свою очередь замещение дашкесанита актинолитом и хлоритом. Это дало возможность выделить ранние гранатовые, пироксен-гранатовые и поздние — дашкесанитовые скарны. По мнению Ф.К. Шипулина (1968), относительно ранние растворы, насыщенные компонентами кристаллизующихся магматических расплавов, переносили мало материала, но, обладая высокой температурной подвижностью, вызывали интенсивное метасоматическое преобразование смешанных алюмосиликатно-карбонатных пород, состоящих из тех же компонентов (окислы кремния, алюминия, кальция, магния, железа). Немного более поздние растворы содержали большее количество окислов железа и переносили их из глубинных источников при понижающихся температурах.

Изменение физических свойств при образовании ранних скарнов показано на примере известняков и туфов (табл. 28). Скарнирование известняков происходило в очень узких зонах вдоль контактов с дай-

Таблица 28

Изменение физических свойств известняков и туфов при образовании ранних скарнов

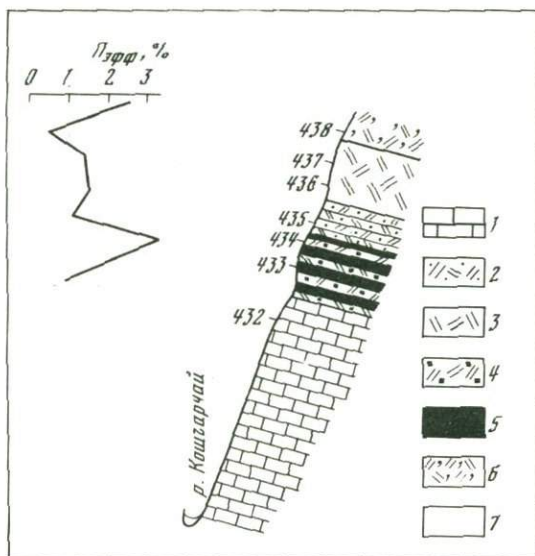
Порода, тип изменений	Число образцов	ρ , г/см ³	Π эфф, %
Известняки			
Неизмененные	5	$\frac{2,69}{2,68-2,70}$	$\frac{0,66}{0,54-0,90}$
Скарнированные	7	$\frac{2,79}{2,72-2,84}$	$\frac{1,70}{0,48-2,56}$
Туфы андезитодацитов			
Неизмененные	6	$\frac{2,59}{2,47-2,62}$	$\frac{3,81}{1,72-5,02}$
Скарнированные	5	$\frac{2,84}{2,26-3,22}$	$\frac{3,83}{2,62-5,81}$

ковыми телами, где известняки предварительно были раздроблены, о чем свидетельствует увеличение эффективной пористости от 0,60% вдали от контакта до 0,90% вблизи него. Неизмененные известняки довольно выдержаны по составу (объемный вес составляет 2,68–2,70 г/см³ при среднем 2,69 г/см³). В скарнированных разностях в зависимости от присутствия в них гранат-пироксеновых минералов объемный вес возрастает до 2,75–2,84 г/см³, среднее – 2,79 г/см³. Эффективная пористость неизмененных известняков колеблется в узких пределах (0,54–0,90%), в скарнированных разностях диапазон колебания пористости увеличивается до 0,48–2,56%, средняя составляет 1,70%.

Туфы андезитодацитов, не измененные в силу различной сортировки материала, имеют несколько большие колебания объемного веса (2,47–2,62 г/см³), чем известняки. В скарнированных разностях туфов происходит значительное увеличение среднего объемного веса (2,84 г/см³), при этом увеличивается и интервал колебаний (2,26–3,22 г/см³). В то же время средняя пористость неизмененных (3,81%) и скарнированных (3,83%) туфов остается почти без изменений. Диапазон ее разброса от образца к образцу в этих разновидностях пород также мало меняется (см. табл. 28). Первичная пористость для исходных пород разная, она и предопределила разный

Рис. 37. Изменение физических свойств пород лузитанской фации при скарново-магнетитовом рудоотложении на Южно-Дашкесанском месторождении

1 - мраморизованные известняки; 2 - туфы андезито-дацитов мелкозернистые; 3 - туффиты; 4 - туфы андезито-дацитов с карбонатом и магнетитом; 5 - магнетит; 6 - эпидот-кварцевая порода; 7 - места отбора проб и их номер в табл. 29



масштаб процесса. Становится понятной инертность известняков во время скарнообразования, поскольку низкая пористость не позволила большим порциям раствора проникать на значительные расстояния в породу. Скарнирование происходило в периферийных участках известняковых залежей или в участках, предварительно тектонически ослабленных, например на контакте с дайковыми образованиями. Туфогенные породы, интенсивно переработанные метасоматозом, сохранили относительно высокую пористость. Следовательно, растворение и последующее минералообразование в туфах совершались в равных объемах. Увеличение же объемного веса в скарнированных разностях связано с образованием на месте высвобожденного пространства более плотных минералов. Таким образом, процессы раннего скарнообразования существенно не изменили соотношений пористости пород лузитанской фации: туфогенные разности - наиболее пористые образования. В известняках только на ограниченных участках произошло некоторое увеличение порового пространства, в главной своей массе они характеризуются низкой пористостью.

При образовании более поздних дашкесанитовых скарнов происходила основная масса отложений полезного компонента, представленного магнетитом и гематитом. Как видно из рис. 37, отложение рудных минералов происходило в слоистой пачке туфогенных пород, где в слоях содержалось разное количество туфогенного материала. В породах с содержанием магнетита 75% отмечается до 25% незамещенного туфового материала, за счет чего пористость остается сравнительно высокой (табл. 29). В тех прослоях, где имелся карбонатный материал (до 50%), содержание магнетита не превышает 15%, остальное приходится на оставшиеся от замещения туфы (35%),

Таблица 29

Изменение физических свойств пород лузитанской серии с наложением гематит-магнетитовой фазы минерализации на Южно-Дашкесанском месторождении

Порода, руда	Номер образца	ρ , г/см ³	Π эфф, %	Порода, руда	Номер образца	ρ , г/см ³	Π эфф, %
Мраморизованные известняки	432	2,68	0,55	Мелкозернистые туфы андезит-дацитов	435	3,58	1,48
Магнетит (75%), туфы (25%)	433	3,80	3,47	Туффиты мелкозернистые	436	2,62	1,44
Известняки (50%), туфы (35%), магнетит (15%)	434	3,55	1,34	Туффиты с карбонатом	437	2,70	0,50
				Эпидот-кварцевая порода по туфам	438	3,05	2,62

где пористость после рудоотложения составляет всего 1,34%. Сравнение этих метасоматитов показывает, что первоначально они отличались как по содержанию туфогенного материала, так и по количеству пустот. Рудная пачка снизу подстилается известняками с эффективной пористостью 0,55%, а перекрывается мелкозернистыми цементированными туфами андезит-дацитов с карбонатным цементом, в которых пористость сравнительно низкая (1,48%). При метасоматозе из-за малой проницаемости эти породы являются экранами для движущихся растворов, чем объясняется их инертность к процессу рудоотложения. Это же относится и к вышележащим мелкозернистым туффитам и туффитам с карбонатом (см. табл. 29). В условиях снижения температуры ранние скарновые минералы, образовавшиеся при повышающейся температуре, оказывались энергетически невыгодными (Шипулин, 1968) и легко замещались не только силикатными минералами, но также магнетитом и гематитом. В немалой степени этому способствовала повышенная пористость метасоматитов ранних скарнов, поскольку большие порции раствора взаимодействовали с окружающей средой на больших пространствах. В соответствии с большой пористостью туфогенные породы и ранние метасоматиты по ним служили хорошим проводником растворов на далекие расстояния. Имеются случаи, когда маломощные скарновые зоны протягиваются на 2-2,5 км от интрузивных контактов.

Алунитовое месторождение в районе Заглика имеет пластообразную форму мощностью 4-50 м. В восточной части месторождения горизонт алунитизированных пород переходит в окремненные породы, а затем в скарново-магнетитовые залежи. Наблюдается также частичное перекрывание скарнов алунитовой залежью. Образование алунитов произошло путем метасоматического замещения туфоген-

ных пород, которое начиналось с тонкообломочного цемента и вкрапленников плагиоклаза из крупных обломков. Затем алунификации подвергалась остальная часть породы. В наиболее чистых алунитах в виде примесей присутствуют кварц и гематит.

Существует несколько гипотез о происхождении алуцитов. Как наиболее вероятная гипотеза, основанная на последних данных по геологии, минералогии и физикохимии с применением данных по изотопному составу серы была выдвинута Ф.К. Шипулиным (1968). Процесс алунификации им рассматривается как взаимодействие во внешней части температурного поля интрузий пористых туфогенных алюмосиликатных пород с пропитывающим их нагретым раствором, который содержит сульфаты, хлориды и другие соли, унаследованные от морской воды, и петрогенные компоненты, выщелоченные из зоны скарирования, в первую очередь глинозем, натрий и калий. Алунификация пород во времени в общем совпадает со временем скарирования.

При такой трактовке генезиса должны иметь место породы с большим содержанием порового пространства, в которых находились минерализованные воды из морского бассейна. Такими породами являются туфобрекчии, туфоконгломераты, туфопесчаники и туфы. Первоначальная пористость туфов была высокой, что видно на примере пород из разреза в районе сел. Хачбулаг (см. табл. 27, обр. 424, 425, 429, и 430), пористость указанных образцов составляет 11-13%. Это подтверждают показатели пористости (2,37-3,34%) уже ожелезненных туфов, лежащих выше или ниже алунитовой залежи (табл. 30). В разной степени алунификация туфогенных пород приводит к резкому закрытию пористости (менее 1%) с увеличением объемного веса и скорости продольных волн. Повышение скоростных характеристик свидетельствует об интенсивных метасоматических преобразованиях с закупоркой порового пространства.

Алунизированные породы находятся в той же кимериджской толще, которая подверглась скарированию вблизи интрузивных тел. Над туфогенной толщей кимериджа лежат малопроницаемые ($\Pi_{эфф} = 1,66\%$) андезитовые порфириты. Под рудомещающими туфами распространены диабазовые порфириты ($\Pi_{эфф} = 1,28\%$) и плотные известняки оксфорда - кимериджа ($\Pi_{эфф} < 1\%$). Во время интрузивного процесса и последующего рудообразования пористая туфогенная толща, ограниченная малопроницаемыми экранами снизу и сверху, являлась хорошим проводником по горизонтали. Вдоль нее могли происходить перемещения растворов в силу различных градиентов давления и температуры.

Как было показано ранее, к моменту рудообразования и сопряженных с ним во времени даек основного состава в районе преобладали растягивающие напряжения. Они привели к формированию новых и подновлению ранее существовавших разломов. Если в начальный этап растягивающих усилий разломы проникали еще на сравнительно малые глубины и выводили к поверхности кислую магму и в резуль-

Таблица 30

Физические свойства пород и руд Загликского алунитового месторождения

Порода, руда	Число образцов	ρ , г/см ³	P эфф, %	Γ_p , км/сек
Андезитовые порфириды с миндалекаменной текстурой	4	2,72	1,66	5,36
Туфопесчаники ожелезненные	3	2,71	3,34	4,44
Туфы андезитов и туффиты алунитизированные до 50%	4	2,75	0,85	6,12
Туфы андезитов, туфобрекчии и туфоконгломераты интенсивно алунитизированные	8	2,79	0,80	6,35
Туфы андезитов алунитизированные до 50% и окремненные	4	2,79	0,36	6,20
Туфы андезитов ожелезненные	3	2,76	2,37	5,00
Диабазовые порфириды	4	2,74	1,28	4,38

тате произошло формирование лайкократовых гранитов, то в дальнейшем они достигали более глубоких горизонтов и служили проводниками магмы основного состава с образованием даек плагиоклазовых и диабазовых порфиритов. Следовательно, ко времени формирования магнетит-дашкесанитовых скарнов в районе существовала благоприятная тектоническая обстановка с преобладанием растягивающих усилий, что способствовало концентрации и движению по разломам в верхние горизонты земной коры скарнообразующих растворов из глубинного источника основного состава. Наличие в стратифицированном разрезе сильно проводящей туфогенной толщи, ограниченной экранами снизу и сверху, явилось благоприятной структурой для размещения в ней магнетит-скарнового и алунитового месторождений пластового типа.

Тектоно-магматический и структурно-деформационный контроль гидротермальных месторождений

Геолого-петрофизические исследования выявили общие закономерности тектоно-магматического и структурно-деформационного контроля гидротермальных месторождений для разных рудных формаций. Это относится к месторождениям, приуроченным к районам с активным интрузивным магматизмом. Как правило, для этих месторождений генетическая связь с конкретными интрузивами не устанавливается. Оруденение во времени оторвано от становления крупных интрузивов внедрением даек базальтового состава.

Петрофизические исследования позволяют произвести реконструкцию геодинамических условий становления интрузивных тел и выделить в интрузивном процессе наиболее благоприятные для рудообразования тектоно-физические моменты. Рассмотрена также эволюция деформационных изменений вмещающих пород, в результате которых образовались рудоконтролирующие структуры.

Тектоно-магматический контроль

Наиболее полно такое исследование проведено нами на Мегринском плутоне в Армении, к которому приурочено медно-молибденовое месторождение Каджаран. Плутон сложен разнообразными по составу интрузивными породами от основного до щелочного ряда, сформированными в миоцене. Образование пород, слагающих крупные интрузивы, от более ранних к более поздним происходило в следующей последовательности: габброиды, монцитониты и связанные с ними нефелиновые сиениты, диориты и кварцевые диориты, граносиениты и гранодиориты. Заканчивается интрузивный процесс широким развитием даек гранодиорит-порфиров и даек среднего и основного состава - керсантитов и пироксеновых порфиритов. При формировании интрузивных пород плутона намечается два периода, резко различных по тектоно-физическим условиям.

Первый из них, охватывающий становление крупных интрузивов, охарактеризовался кристаллизацией пород под воздействием квазисестороннего давления и широким развитием структурно-деформационных изменений в минералах в пластически хрупком режиме. Деформационные изменения хаотически распределены по всему объему интрузива, но не нарушают его монолитности. Квазисесторонние давления обусловлены, с одной стороны, глубиной залегания интрузивного тела, с другой - неравномерностью давлений, испытываемых породами уже в закристаллизованном состоянии при складчатости. Исключение составляет время формирования диоритов и граносиенитов, когда процессы складчатости затухали и интрузив подвергался нагрузке, обусловленной только глубиной залегания. Минералы этих пород не несут остаточных деформаций.

Во второй период, после кристаллизации интрузивов гранитоидов, но до внедрения даек гранодиорит-порфиров, тектонический режим

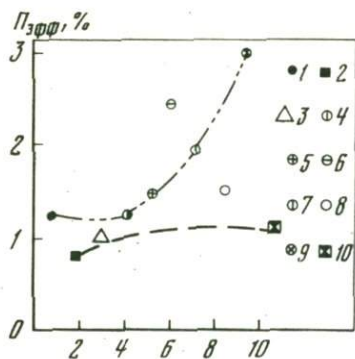


Рис. 38. Изменение средних содержаний эффективной пористости ($P_{эфф}$, %) в миоценовых породах Мегринского плутона

1 — гранитоиды палеозоя; миоценовые породы 2—10: 2 — амфиболитизированное габбро; 3 — габбро; 4 — нефелиновые сиениты; 5 — монзониты; 6 — диориты и кварцевые диориты; 7 — граносиениты; 8 — граниты, гранодиориты; 9 — дайки, штоки гранодиорит-порфиров; 10 — дайки пироксеновых порфиров

изменился. Вместо сжимающих напряжений начинают преобладать растягивающие, что приводит к развитию трещинных региональных структур в начале неглубокого заложения как в крупных интрузивах плутона, так и его обрамления. Кислая магма, достигая верхних горизонтов, кристаллизуется в виде даек или штоков гранодиорит-порфирового состава. Трещины, проникающие на более глубокие горизонты, одновременно служат путями, по которым шло проникновение магмы среднего и основного состава, закристаллизовавшейся в виде даек керсантитов и пироксеновых порфиров,

Образование медно-молибденового оруденения растянуто во времени. Преимущественно молибденовые руды сформировались после кристаллизации монзонитов и сопровождающих их даек аплитов. Очевидно, это произошло в период затухания складчатости перед формированием пород диоритового состава. Для медных руд время образования совпадает с началом смены тектонического режима, и вместо сжимающих напряжений начинают преобладать растягивающие.

Несмотря на то что крупные интрузивы плутона кристаллизовались на одном гипсометрическом уровне от более ранних к более поздним породам гранитоидного ряда, отмечается тенденция к увеличению в них пористости (рис. 38). Поскольку факторы глубинности и деформации на породы практически не влияют, увеличение пористости обусловлено, очевидно, постепенным уменьшением действия сжимающих напряжений, при которых кристаллизовалась каждая последующая порция магматического расплава. Потенциальный скачок перехода от сжимающих напряжений к растягивающим произошел перед внедрением даек гранодиорит-порфиров. То же подтверждается и породами основного ряда.

Для оловоносных гранитных интрузий Охотско-Чукотского вулканического пояса, внедрившихся в течение мела — палеогена, отчетливо прослеживается закономерность, выражающаяся в том, что по мере увеличения влияния растягивающих напряжений интрузивы занимают все меньшие площади по горизонтали и кристаллизуются все ближе к земной поверхности. Усиление действия растягивающих напряжений приводит к значительному удалению оловорудных месторождений от самих интрузивов, а последние оловорудные про-

явления (Эруттское и Амгенское) расположены от субвулканических интрузивов порфировых пород на расстоянии 6–8 км по горизонтали и около 8 км на глубину. Формирование рудных тел этих месторождений от становления интрузивов оторвано внедрением даек габбро-диабазов, тогда как оловянные месторождения Иультинское и Телекайское, ассоциирующие с гипабиссальными интрузиями, залегают в ближнем экзоконтакте одноименных интрузивов. Месторождения, близкие по времени образования к субвулканическим гранитам, встречаются не только в породах эндоконтакта (Днепровское) или экзоконтакта (Невское), но и в образованиях без признаков экзоконтактового метаморфизма.

Такие же тектоно-магматические закономерности наблюдаются при формировании скарново-железорудного месторождения Дашкесан. В предшествующий рудоотложению процесс интрузивного магматизма были сформированы крупные интрузивы габброидов, затем гранитоидов и более мелких тел лейкократовых гранитов трещинного типа, плагиогранит-порфиров и граносиенит-порфиров. Кристаллизация интрузий происходила в спокойной обстановке. В минералах не отмечено остаточных деформаций, и упругие характеристики у них достаточно высокие (см. табл. 13). При анализе пористости образцов, отобранных на одном гипсометрическом уровне, выявлено, что физические условия кристаллизации были различны. Так, в габброидах средняя пористость составляет 0,98%, в гранитоидах – 1,78% и лейкократовых гранитах – 5,05%. Трещинная форма тел и высокая пористость лейкократовых гранитов, а также присутствие в них крупных (0,02–0,002 мм) пор свидетельствуют о том, что кристаллизация происходила свободно.

Поскольку глубина залегания всех интрузивов почти одинакова и не влияет на контрастность пористости в них, резкое увеличение порового пространства в лейкократовых гранитах и трещинная форма тел, по-видимому, связаны с возникновением действия растягивающих напряжений. Интрузивный магматизм заканчивается внедрением даек диабазов и порфиритов в трещины.

Таким образом, становление первых двух ранних комплексов габброидов и гранитоидов происходило в спокойной обстановке, но в условиях сжимающих напряжений, обусловленных глубиной залегания массивов. Перед становлением лейкократовых гранитов в районе начинают действовать растягивающие напряжения. Вследствие растяжения возникают региональные трещинные структуры, по которым вначале кислая, а затем и основная магма из магматических очагов проникали к поверхности. Незначительная часть ранних гранатовых и пироксен-гранатовых скарнов, как показал Ф.К. Шипулин (1968), могла быть связана с растворами, отщепляющимися от кристаллизующихся крупных интрузивов. В пользу этого свидетельствует тот факт, что скарированные породы располагаются вблизи интрузивов в роговиках на ограниченных участках. Ограниченность их распространения обусловлена спокойной кристаллизацией распла-

ва при сжимающих напряжениях, что не способствовало миграции растворов. Более поздние, гранатовые и пироксен-гранатовые, а затем амфиболовые (дашкесанитовые) скарны, с которыми ассоциирует главная масса магнетит-гематитовых руд, сформировались после даек основного состава. Формирование поздних скарнов совпадает с максимальным пиком действия растягивающих напряжений на глубину, так как ранее по возникшим разрывам интродуцировала недифференцированная магма базальтоидного состава.

При рассмотрении полиметаллических и колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая трудно сказать, в какое время или вследствие какого процесса произошло более интенсивное отложение полезных компонентов. В то же время при изучении интрузивного магматизма верхнего палеозоя отмечаем ту же последовательность и те же закономерности, что и в других районах. Начинается он процессом образования пород габбрового состава, затем гранитоидов и лейкократовых гранитов. Заканчивается интрузивная деятельность внедрением даек основного состава. Очевидно, крупные интрузивы габброидных (доэмеиногорские) пород и гранитоиды эмеиногорского и калбинского комплексов формировались в условиях сжимающих напряжений. Лейкократовые граниты (лениногорский комплекс) и дайки основного состава, по-видимому, закристаллизовались при растягивающих напряжениях, что подтверждается малым размером трещинных тел лениногорского комплекса (Гаврилова, Звягинцев, 1958). Иногда отмечаются пересечения даек диабазов жилами с сульфидной минерализацией.

Таким образом, последовательность в составе и характер проявления верхнепалеозойского интрузивного магматизма в Зырянском районе, как и интрузивный магматизм, предшествующий формированию медно-молибденового месторождения Каджаран и оловорудных месторождений Амгеньское и Эруттское, свидетельствуют о том, что и в верхнепалеозойское время в Зырянском районе интрузивный магматизм и динамика напряженного состояния были благоприятны для генерации гидротермальных растворов и последующего рудоотложения.

Намечается определенная закономерность в тектоно-магматическом контроле при формировании гидротермальных месторождений. В предшествующем отделении рудных растворов интрузивном магматизме вначале происходит формирование крупных интрузий под действием сжимающих напряжений. Условия сжатия обусловлены глубиной формирования интрузивов и дополнительными напряжениями под действием складчатости. В это время могут образоваться промышленные месторождения, например олова (Иульгинское и Телекайское) в экзоконтактовых породах, и рудные жилы и прожилки молибдена в самом интрузиве (Каджаран). Следующие проявления интрузивного магматизма, представленные последними инъекциями кислого, а затем и основного состава, происходят при растягивающих напряжениях с образованием интрузивных тел трещинного типа. Промышлен-

ное гидротермальное оруденение по времени образования совпадает с действием растягивающих напряжений. Очевидно, этот период является наиболее благоприятным для отщепления рудных растворов и миграции их в верхние горизонты земной коры, поскольку приоткрытие трещин достигает больших глубин.

*Влияние петрофизических свойств пород
на формирование структур месторождений
и локализацию оруденения*

В локализации оруденения, кроме тектоно-магматических предпосылок, важная роль принадлежит физическому состоянию среды, в которой идут процессы рудообразования.

Упругие свойства вмещающих пород в основном определяют характер структуры и ее геологическое положение. Образование благоприятных для рудоотложения структур в значительной мере зависит от физических и в меньшей мере от механических свойств пород в данной геологической ситуации. Первостепенная роль при рудоотложении принадлежит такому физическому параметру, как пористость. Породы, способные к рудовмещению, характеризуются повышенной пористостью, перемежающейся с менее пористыми образованиями. Последние играют роль экранов. Повышенная пористость может возникнуть при образовании породы (межзерновая пористость), либо в процессе складчатости (деформационная пористость за счет микротрещиноватости), либо при гидротермальной переработке (повышенная пористость).

На формирование скарново-железорудного месторождения Дашкесан большое влияние оказала первичная повышенная пористость, возникшая в процессе формирования толщи вулканогенно-осадочных пород. Пористость туфов андезитов-дацитов и различных туфопесчаников составляет 7-13%. В известняках и туфах с карбонатным цементом эффективная пористость не превышает 0,50-1,50%. Сильно пористые породы находятся в переслаивании с малопористыми. Образование ранних скарнов происходило в подавляющем большинстве по более пористым туфогенным породам. Ранние скарнообразующие растворы, характеризующиеся высокой температурой, вызвали интенсивное метасоматическое взаимодействие раствора с боковыми породами. При этом процессы выщелачивания и последующего минералообразования совершались с одинаковой интенсивностью. Пористость как неизмененных, так и скарнированных образований была одинаковой. Более поздний процесс скарнообразования шел на фоне понижающих температур. В это время взаимодействие между раствором и твердой фазой шло в основном с преобладанием привноса. Это выразилось в закупоривании порового пространства с выпадением в осадок рудных компонентов. Пористость пород, вмещающих магнетит-гематитовые руды по сравнению с неизмененными или переработанными ранними скарнами уменьшилась в несколько раз. Таким образом, для скарново-железорудного месторождения Дашкесан

сан первоначальное различие пород в пористости явилось в дальнейшем наиболее благоприятным фактором, влиявшим на рудоосаждение.

На формирование медно-молибденового месторождения Каджаран, залегающего в монцонитах, в начальный период оказывала влияние деформационная трещиноватость, возникшая в породах после кристаллизации. Это было связано с беспокойной обстановкой формирования плутона. Возникшие хрупкие микронарушения в виде трещин отрыва и скалывания располагались в пределах минералов. Деформационная трещиноватость привела к увеличению пустотности в монцонитах, располагающихся только в зоне Дебаклинского разлома. Здесь пористость монцонитов была в два раза выше, чем средняя по массиву. Предрудный метаморфизм боковых пород в зоне разлома проходил в наиболее пористых монцонитах с образованием ранних безрудных метасоматитов роговообманково-кварцевого, турмалин-кварцевого, эпидот-кварцевого и биотит-кварцевого состава. Процессы формирования ранних метасоматитов проходили с преобладанием привноса и с частичной закупоркой пор монцонитов. Во вновь образованных метасоматитах отмечено увеличение объемного веса и уменьшение порового пространства. Однородные по физическим свойствам монцониты в результате предрудного метаморфизма стали неоднородны не только по пористости, но и по упругим свойствам. Во время образования рудоносных метасоматитов с отложением молибденовых, а затем и медных руд протекали два взаимосвязанных, но по разному действовавших на боковые породы процесса. С некоторым опережением шло формирование метасоматитов полевошпат-кварц-молибденитовой и кварц-серицит-халькопиритовой формаций, бедных минерализацией. Во вновь образованных метасоматитах поровое пространство увеличилось в два-три раза и понизились упругие свойства по сравнению с наиболее деформированными монцонитами. В последующем эти метасоматиты были весьма благоприятной средой для циркуляции растворов и концентрации в них рудных минералов, образующихся главным образом в стадии отложения гидротермально-метасоматических процессов. При этом происходила значительная закупорка порового пространства.

Приведенные данные показывают, что пористость монцонитов, вмещающих медно-молибденовые руды, менялась во времени. Деформационная трещиноватость в зоне Дебаклинского разлома в результате предрудной переработки приобрела значительную неоднородность. Наиболее пористые участки находились в деформированных, но неизмененных монцонитах, менее пористые принадлежали участкам развития ранних метасоматитов. Эта контрастность сыграла главную роль в процессе формирования метасоматитов, бедных и богатых рудными компонентами. Понижение же упругих свойств пород, переработанных предрудными процессами, привело к развитию трещиноватости в измененных монцонитах, находящихся рядом с Дебаклинским разломом, в зоне действия рудоносных растворов.

Физическое состояние среды, в которой формировались девонские полиметаллические и колчеданные залежи в Зырянском районе,

восстановить невозможно. Среднедевонские образования претерпели значительный региональный метаморфизм (Звягинцев, 1969; Чернов, 1974), что привело в какой-то мере к изменению их физических характеристик. Однако соотношение физических параметров при региональном метаморфизме изменилось мало. Это подтверждается тем, что в настоящее время пористость туфов кварцевых альбито-фиринов, вмещающих оруденение, в два раза выше, чем перекрывающих их аргиллитов, которые служили экраном. В поздний этап рудообразования, связанный с верхнепалеозойским интрузивным магматизмом, немаловажным фактором явились изменения в предрудной переработке, приведшей к серицитизации. Она во многом способствовала увеличению порового пространства. Процесс серицитизации как бы подготовил пространство в боковых породах для последующего рудоотложения. Однако концентрация рудных минералов происходила только при условии разных показателей пористости даже в серицитизированных породах. Как упоминалось выше, серицитизация сглаживает показатели пористости различных пород; при этом рудоотложения не происходит.

Оловорудные месторождения Амгеньское и Эруттское разобщены от интрузии внедрением даек габбро-диабазов. В силу общности упругих свойств вулканогенные породы, слагающие всю толщу, деформировались однородно с развитием сквозных трещин через весь разрез. Движение растворов в предрудный и рудный этапы совершалось по сквозной фильтрующей колонне без заметных перепадов, что не создает благоприятных условий для подготовки пород в структурном отношении и последующего рудоотложения. Отложение руд происходило в мелких, слепо оканчивающихся трещинах, оперяющих магистральные разрывы, или с помощью заполнения пустот в туфогенных породах, измененных вторичными процессами при предрудной подготовке, поскольку они становились более пористыми. На Амгеньском месторождении отложение руд происходило вдоль контакта субвулканического некадацитов. Здесь роль экрана сыграли пепловые туфы. Все перечисленные особенности носили локальный характер и не могли привести к формированию крупных залежей. Немаловажным фактором, не способствовавшим рудоотложению, следует считать агрессивность гидротермальных растворов, так как даже во время рудоотложения процессы привноса были подавлены выщелачиванием и последующим выносом материала боковых пород. Одна из причин интенсивного выноса, очевидно, связана с развитием сквозных трещин через всю толщу вулканогенных пород.

Приведенные данные по петрофизическим свойствам пород позволяют оценить возникновение благоприятных для рудоотложения структур и их геологическое положение. Способность пород деформироваться по-разному при одинаковых напряжениях создает предпосылки для развития трещинных структур с образованием прожилкового или вкрапленного оруденения. Наличие в разрезе отличающихся по эффективной пористости пород создает ситуацию "рудовмещающиеся - экранящиеся" образования, что является главным фактором для формирования гидротермальных промышленных месторождений.

5. ДЕФОРМАЦИЯ ПОРОД КАК ПРИЧИНА ДВИЖЕНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ

Проблема движения гидротермальных растворов как результат деформации горных пород затрагивает рассмотрение таких вопросов, как возможные источники рудного вещества, напряженная обстановка во время отделения гидротерм и последующего рудотложения и причины, вызывающие деформацию геологических тел.

Большинство рассматриваемых гидротермальных месторождений имеют вполне определенное положение в интрузивном процессе. Как упоминалось выше, по времени образования руды оторваны от крупных интрузивов кристаллизацией даек основного состава. Базальтоидными дайками по существу заканчивается интрузивная и гидротермальная деятельность. Сопряженность во времени и пространстве интрузивных пород и гидротермальных руд является веским аргументом в пользу того, что решающее значение на формирование месторождений оказывал магматический очаг. Но поскольку процессы оруденения и становления крупных интрузивов в пределах месторождения разделены значительным временным промежутком, то последние не могли быть источником рудных компонентов. Близкие по времени образования дайки основного состава также не могли дать крупные запасы руды из-за малой мощности. Следовательно, для рассматриваемой группы месторождений, содержащих железо, медь, цинк, свинец, молибден и олово, источником мог служить магматический, но глубинного происхождения.

В обобщающей работе В.И. Смирнова (1969) для эндогенных месторождений выделяются три источника металлов: ювенильный, связанный с подкоровой магмой базальтоидного состава; ассимиляционный — с менее глубинной палингеной, преимущественно гранитоидного ряда; фильтрационный, связанный с мобилизацией вещества на путях движения гидротермальных растворов. С наших позиций представляют интерес магматические источники — ювенильный и ассимиляционный, так как именно от них могло происходить отделение рудоносных гидротерм.

Источником меди, железа и цинка является промежуточный глубинный очаг базальтоидной магмы, в результате дифференциации которого происходит обособление рудообразующего флюида, как об этом писал В.И. Смирнов (1969а). Рассмотрим, как это согласуется с данными, полученными независимо, при исследовании тектоно-магматического контроля оруденения.

На месторождении Каджаран процесс образования медного оруденения не прослеживается во всей полноте. Установлено, что медные руды сформировались после кристаллизации даек среднего состава. Эти дайки прорывают не только крупные интрузивы диоритового состава, как в окрестностях рудника Парагачай, но и более молодые интрузивы гранитоидов. После этого процессы складчатости затихли и район подвергся действию растягивающих напряжений. В пользу принадлежности меди к источнику, связанному с дифференциатами базальтоидной магмы, указывает непосредственная смена кристаллизующихся даек основного и среднего состава формированием медных руд. Предрудные процессы носили кислый характер и воздействие их на боковые породы приводило к образованию кварц-серицитовых метасоматитов, тогда как более ранний предрудный процесс, завершившийся отложением молибдена, был обогащен щелочами и сформировал кварц-полевошпатовые метасоматиты. Накопление элемента меди в более молодых дериватах основного состава хотя и косвенно, но также свидетельствует о принадлежности этого элемента к дифференциатам базальтоидных магм.

Что касается железорудного месторождения Дашкесан, то рудные залежи образовались после формирования даек основного состава. К этому времени крупные интрузивы закристаллизовались и успели остыть, так как дайки основного состава, прорывающие их, несут зоны закалки. Тектоническая обстановка в районе была спокойной, действие растягивающих напряжений к этому времени усилилось, так как при внедрении магмы образовавшиеся нарушения могут расширяться частично за счет магморазрыва или за счет избыточного интрузивного давления (Попов, Перцев, 1974), а для движения гидротермальных растворов непременным условием должно быть приоткрывание трещин до магматического очага. Механизм и причины возникновения трещин на глубине рассмотрим ниже. Возникшие трещины, достигнув промежуточного очага, служили путями, по которым вначале магма, а затем и гидротермальные растворы, содержащие железо, проникали в верхние горизонты земной коры. Отставание рудных растворов от инъекций базальтоидной магмы объясняется тем, что к моменту достижения трещинами промежуточного очага магма в нем не прошла дифференциацию. Поэтому вначале были инъекции недифференцированного материала, которые кристаллизовались в виде даек по трещинам. Непосредственная смена дайковых пород базальтоидного состава гидротермальными растворами, содержащими железо, показывает на близкие связи этого металла с базальтоидным магматическим источником. Очевидно, в условиях относительно открытой системы в связи с обособлением флюидной фазы создавались подвижные высокотемпературные растворы, которые при раскрытии трещин стремились вверх в зоны меньших давлений.

Для таких металлов, как олово, молибден и свинец, источником является коровая гранитоидная магма палингенного происхождения (Смирнов, 1969). Как и в предыдущем случае, рассмотрим, на-

сколько это согласуется с результатами, полученными при исследовании тектоно-магматического контроля на примере оловянных месторождений Амгеньского района и молибденового месторождения Каджаран.

На генетическую принадлежность олова к дифференциатам гранитоидной магмы указывали многие авторы (Шерба и др., 1964; Барсуков, 1967; Лугов и др., 1972; и др.). Рассматривая положение оловянных оруденений Амгеньское и Эррутское, в интрузивном процессе можно отметить ту же последовательность, что и при формировании, например, железных руд, связанных с базальтоидной магмой. Оловянное оруденение от субвулканических гранитов порфирировых пород оторвано временем, в которое произошло становление даек основного состава. К моменту рудоотложения интрузивы гранитов закристаллизовались, значительно остыли и не могли уже служить источником на олово. Трещины, проникшие до промежуточных камер базальтоидной магмы, способствовали формированию даек габбро-диабазов. В то же время известно, что базальтоидная магма в отношении олова стерильна.

Следовательно, ни базальтоидные источники, ни конкретные интрузивы порфирировых пород не могли быть источником рудообразующих гидротермальных растворов, содержащих олово. Заимствование олова полностью из вмещающих пород не может быть принято ввиду того, что в пределах рудных полей отмечается наличие высокотемпературных минералов в ранних и средних парагенетических ассоциациях, таких, как турмалин, берилл, Здесь же присутствует и ильменит, который характерен для магматических образований (Подольский и др., 1973). Таким образом, для формирования оловянного оруденения источником могли быть более глубинные коровые гранитоидные очаги, но последние инъекции гранитной магмы закристаллизовались до даек габбро-диабазов. Очевидно, и на глубине, в местах генерации гранитных расплавов, также произошла кристаллизация. Однако в силу глубинности можно предположить, что температура этой закристаллизованной массы должна быть сравнительно высокой. Региональные трещины, пересекавшие эти интрузивы, могли служить областями разгрузки в силу пониженного давления, к которым и устремились нагретые межзерновые флюиды из окружающей среды. Причины, приводящие к выжиманию флюида в трещины, будут рассмотрены ниже. Из остывающих гранитов металлы экстрагируются и выносятся активными постмагматическими растворами (Смирнов, 1969). То, что такой процесс экстракции имеет место, а при средних размерах интрузии и кларковых содержаниях в ней металла может привести к промышленным скоплениям руд, экспериментально показано И.Д. Рябчиковым, В. Уоллом и У. Бернэмом (1974).

На Каджаранском месторождении начало формирования молибденовых руд определяется пересечением кварц-молибденитовых прожилков монцитов и связанных с ними даек аплитов. Формирование монцитов и аплитов происходило при активизации процессов склад-

чатости, о чем можно судить по наличию остаточных деформаций в минералах и сравнительно пониженным характеристикам упругих свойств. Складчатость после становления интрузии монзонитов затихает. К этому времени монзонитовый интрузив успел закристаллизоваться и остыть. Предрудные процессы, проходившие с образованием высокотемпературных метасоматитов по монзонитам и аплитам, вследствие температурного расхождения между монзонитами и вновь образованными метасоматитами имели другой, более глубокий источник, чем конкретная монзонитовая интрузия. Поэтому во время образования кварц-молибденитовых прожилков монзонитовые породы не могли быть источником на молибден. Гидротермальные растворы, очевидно, приходили также из более глубоко расположенных гранитоидных интрузивов (Рехарский, 1973, 1973а). Деформационные и метасоматические преобразования подготовили в монзонитах структурные ловушки для отложения руд. Косвенно это подтверждается тем, что кварц-молибденитовые прожилки находятся только вблизи Дебаклинского разлома, вдали от него рудных скоплений не отмечается.

Приведенные данные позволяют говорить о том, что главную роль в формировании оруденения играл магматический источник. Для оловянного и молибденового оруденения им служили поздние магматические дифференциаты гранитоидного ряда, а для меди и железа — более глубокие очаги базальтоидного состава. Конечно, рудные элементы могли заимствоваться и из вмещающих пород расплавом или постмагматическими растворами, как об этом писал В.И. Смирнов (1965), но определяющее влияние на формирование месторождений оказывал магматический очаг.

При анализе напряженного состояния в истории формирования интрузивного магматизма и связанного с ним рудного процесса намечаются два различных тектонофизических периода. В первый, охватывающий формирование крупных интрузивов, действуют сжимающие напряжения. Эти напряжения обусловлены прежде всего глубиной залегания интрузивного тела. Напряжения могут усиливаться или уменьшаться складчатыми процессами. Как видно из экспериментов по деформации гранитов, усиление напряжений по одной из осей ($300-400 \text{ кг/см}^2$) приводит к развитию необратимых деформаций в минералах. Эти деформации не разрушают породу в целом и не нарушают упругого равновесия в данном объеме твердого тела. При этом происходит общее уплотнение твердой фазы (см. рис. 29) за счет уменьшения порового пространства. Если напряжения по одной из осей достигнут такой силы, что порода в данном объеме приблизится к предельному состоянию, произойдет ее разрушение с образованием магистральных трещин скалывания. Протяженность магистральных трещин лимитируется объемом геологического тела, к которому приложено неравномерно-всестороннее давление. Трещины обычно заполнены обломками и песком трения. Очевидно, подобные трещины скалывания могут развиваться и на более ограниченных участках вследствие концентрации напряжений, например в бло-

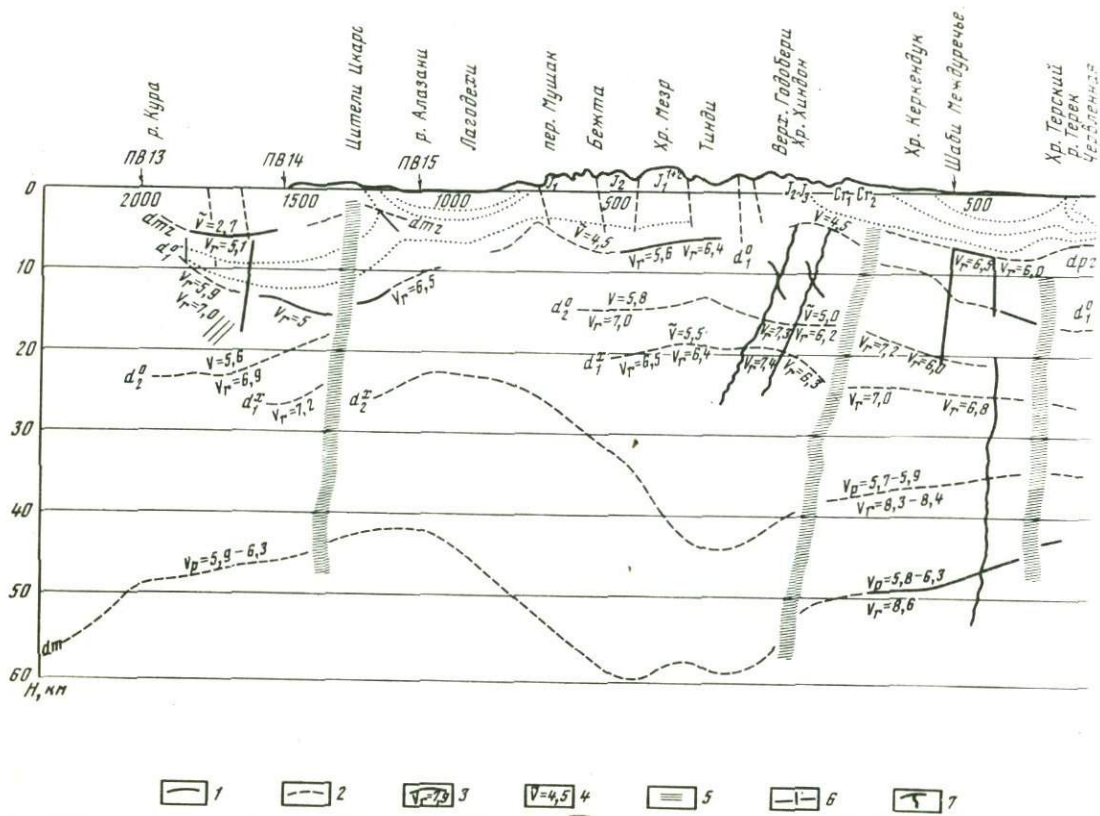


Рис. 39. Геолого-геофизический разрез земной коры через мегантиклинорий Большого Кавказа по данным Л.Б. Кибалова и др.

1 - сейсмические границы, построенные по уверенным данным; 2 - границы предположительные; 3 - значения граничных скоростей (в км/сек); 4 - значение средних скоростей (в км/сек); 5 - предполагаемые зоны глубинных разломов по данным ГЗС; 6 - зоны разломов меньшей глубины; 7 - зоны контактов в земной коре; d_{mz} - граница в мезозойских отложениях; d_{px} - поверхность палеозойского фундамента; d_1^0 - поверхность гранитного слоя; d_2^0 - поверхность внутри гранитного слоя; d_1^x - поверхность базальтового слоя; d_2^x - граница внутри базальтового слоя; d_m - граница Мохоровичича

лах или в зоне эндоконтакта интрузива. Образование их снимает локальные напряжения вокруг трещин, но не меняет общего напряженного состояния сжатия.

Второй период охватывает время образования последних небольших интрузий гранитоидного состава, сменяющих их инъекций основного состава и оруденение. Трещинная форма интрузивных тел гранитоидов и дайковых пород основного состава, отсутствие в минералах этих пород остаточных деформаций приводят к выводу, что становление их происходит в условиях относительного растяжения. Должны существовать разрывы, проникающие вплоть до коровых и подкоровых источников магмы. Ими не могут быть трещины, образовавшиеся в условиях неравномерного сжатия. Их возникновение приводит к локальному перераспределению напряжений, но не меняет общего состояния сжатия, в котором находится интрузивное тело. Эти трещины не могут простираться на большие расстояния вследствие торможения их на контактах с другими породами, имеющими более высокие пластические или упругие свойства. Для вывода магматических и гидротермальных продуктов в верхние горизонты земной коры могут служить только региональные трещины приоткрывания, проникающие вплоть до подкоровых источников. Следовательно, должны быть причины, вызывающие зарождение и долгое существование этих трещин. Одно из условий их долгой жизни — постоянство в направленной силе, приложенной снизу, чтобы произошло приоткрывание нарушений до глубоких горизонтов. Причина эта обусловлена перемещением вещества в глубинах, что вытекает из анализа геофизических профилей глубинного зондирования. Для этой цели изучены экспериментальные результаты полевых геофизических исследований по профилю ГСЗ Волгоград — Нахичевань (рис. 39).

В районе мегантиклинория Большого Кавказа на глубинах порядка 40–60 км выделяется граница поверхности Мохо (d_m) со скачком скорости продольных волн от 5,8 – 6,3 до 8,6 км/сек (Краснопевцева и др., 1967). Эта поверхность под сооружением Большого Кавказа образует положительную структуру с амплитудой до 20 км по вертикали. Сводовая часть структуры с некоторым смещением к северу затем прослеживается на других границах, трактующихся на профиле, например, как граница внутри "базальтового" слоя (d_2^x). На глубинах порядка 5–8 км геофизическими исследованиями выделена граница d_1^0 с резким скачком скорости упругих волн от 4,5 до 5,4–6,4 км/сек, которая названа поверхностью гранитного слоя. В районе перевала Мушак эта поверхность также образует положительную структуру, свод которой осложнен разломом. Эта структура является продолжением положительной структуры на границе Мохо, но с меньшей амплитудой в ядре. Породы, выведенные на дневную поверхность перевала, сложены сланцами лейаса в виде полосы, вытянутой перпендикулярно линии профиля. Средняя скорость упругих волн при нормальном давлении в сланцах равна 3,5–4,5 км/сек. К западу от перевала среди сланцев лейаса

обнажаются мраморы нижнего карбона и древние кварцитовидные песчаники, имеющие тектонические контакты с окружающими породами. Скорость продольных волн в мраморах под давлением, определенная экспериментально (Звягинцев, Баюк, 1969), на глубинах порядка 5–8 км (давление 1000–2000 кг/см²) составляет в среднем 6,25–6,5 км/сек. В кварцитовидных песчаниках на тех же глубинах скорость несколько меньше, чем в мраморах, – порядка 6,0–6,1 км/сек. Примерно такие же скорости (5,8–6,4 км/сек) зафиксированы на границе d_1^0 . В сланцах, песчаниках, известняках и доломитах юрского возраста скорость продольных волн на тех же глубинах в среднем равна 4,5 км/сек и очень редко превышает 5,0 км/сек. На основании этих факторов можно с уверенностью предположить, что граница d_1^0 отделяет палеозойские метаморфизованные образования от неметаморфизованных отложений мезозоя. Мраморы и кварцитовидные песчаники были выжаты в верхние горизонты по тектоническим нарушениям при складчатых преобразованиях под напором снизу. В результате давления произошел изгиб слоев с возникновением растягивающих напряжений. При этом в наиболее растянутых участках образовывались разрывные трещинные нарушения типа приоткрывания, которые генетически относятся к трещинам отрыва. По ним и происходило выжимание отдельных линзовидных блоков мраморов и кварцитовидных песчаников. Это подтверждается тем, что линзовидные блоки пространственно совпадают с ядром положительной структуры; с вмещающими сланцами они имеют тектонические контакты.

Доказательством существования трещин приоткрывания на глубине служат и другие факты. Так, в 5 км к востоку от перевала Мушак сланцы лейаса прорываются выдержанными по мощности четырьмя дайками кварцевых диорит–порфиров северо–западного простирания. Непрерывная протяженность даек составляет 4,7–12,5 км. Пористость дайковых пород составляет 1,4–3,6%, что указывает на относительно свободные условия кристаллизации диоритовых пород в трещинах.

Длина пути перемещения блоков мраморов и кварцитовидных песчаников составляет в среднем около 10 км. Для магмы, сформировавшей дайку диоритов (если верхней границей кристаллических гранитоидных образований считать поверхность d_1^x ; Звягинцев, Баюк, 1969), перемещение расплава до сланцев лейаса составляет несколько более 20 км. Глубина залегания базальтоидных пород на этом разрезе примерно равна 30–35 км от современного эрозионного среза.

Следовательно, главными и проводящими структурами как для перемещения блоков более древних пород, так и магматических расплавов вверх следует признать разрывные нарушения, образование которых сопровождалось их приоткрыванием на глубину в результате давления снизу. Причина такого давления обусловлена перемещением вещества на границе Мохо. В пользу такого вывода свидетельствует смещение долго живущих глубинных зон разломов в своих нижних частях к югу (см. рис. 39).

При указанном способе нагружения, т.е. давления снизу, выше-лежащие породы испытывали изгиб с растяжением. Чтобы иметь представление о прочностных свойствах при растяжении и изгибе, приведем некоторые данные для разных пород. Для украинских гранитов из Ярцева при быстром нагружении прочность на сжатие в атмосферных условиях составляет 3400 кг/см^2 , на изгибе - 257 кг/см^2 и растяжении - 94 кг/см^2 , а для мраморизованных известняков Армении прочность на сжатие равна 1740 кг/см^2 , на изгибе - 230 кг/см^2 и растяжении - 144 кг/см^2 (Беликов, 1961). Как видно из приведенных данных, в атмосферных условиях при растяжении и изгибе разрушение происходит при напряжениях, в 7-15 раз меньших, чем при сжатии. Всестороннее давление приводит к увеличению прочности на изгиб. По данным З.И. Стаховской (1962), разрушение базальта при изгибе в атмосферных условиях происходило при $345-385 \text{ кг/см}^2$, а при $P = 5$ кбар прочность возросла до $4030-5140 \text{ кг/см}^2$. Всестороннее давление приводит также и к резкому повышению прочностных свойств в экспериментах на растяжение. Например, отношение прочности при $P = 3$ кбар и $P = 1$ атм для базальта при сжатии увеличивается всего в 1,8, а при растяжении - в 12 раз. По данным Херда (Herd, 1963), при растяжении под давлением $P = 5$ кбар и $T = 500^\circ$ при деформации $E_{||} = 10\%$ прочность уменьшается на 80% от самых быстрых (0,25 сек, $\sigma = 1800 \text{ кг/см}^2$) до самых медленных (35 дней, $\sigma = 440 \text{ кг/см}^2$) испытаний. Образец, разорванный за короткое время, обладает повышенной прочностью по сравнению с таким же образцом, разорванным за больший промежуток времени. С позиций кинетической теории прочности причина понижения связывается с термофлуктуационным распадом атомных связей (Журков, Нарзулаев, 1953). При кинетическом подходе разрушение рассматривается как процесс накопления нарушений (дефектов) во времени. Внешняя же сила обеспечивает направленность разрушающего действия флуктуаций. С геологически реальной скоростью деформации (около 10^{-14} в 1 сек) накопление нарушений будет происходить при более низких напряжениях, чем это получается в экспериментах. Путем экстраполяции кривых, полученных из уравнения Эйринга (Хендин, 1969), Херд (Herd, 1963) нашел, что прочность мрамора при такой скорости деформации и $T = 400^\circ\text{C}$ должна быть около 400 бар.

Давление снизу происходило длительное время с изгибанием всей толщи. При этом в кровле пластов породы находятся в растянутом состоянии. Разрушение, начавшись в наиболее растянутых верхних участках кровли пластов, распространялось все дальше на глубину под действием давления снизу. Необходимые напряжения для образования разрывов при растяжении, по экспериментальным данным, начиная от поверхности до глубины порядка 20-25 км при скорости деформации 10^{-14} в 1 сек, оцениваются $100-400 \text{ кг/см}^2$.

Важная особенность при данном способе нагружения заключается в том, что образование разрывов не приводит ни к изменению знака напряжений, ни к их перераспределению. Давление остается та-

ким же однонаправленным – снизу вверх. Глубина проникновения трещин, например, для центральной части Большого Кавказа составляет более 20 км. Закрытие трещин может произойти либо когда перестает действовать давление, либо когда в разрезе находятся породы, способные к пластическому течению за меньший промежуток времени, чем продолжался подпор снизу.

Необходимо отметить, что раскрытие трещин может произойти и при сжимающих напряжениях в результате различных сбросов или сдвигов, как это было перед формированием собственно молибденовых руд на Каджаранском месторождении. Пути движения гидротерм служат трещины приоткрывания в местах перегиба главного нарушения. Они образовались при движении блоков по Дебаклинскому разлому в предрудную стадию. Амплитуда перемещения блоков в горизонтальной плоскости, по данным С.С. Мкртчяна (1958), составляла около 100 м.

Таким образом, основной предпосылкой для образования путей движения гидротерм вверх из глубинных источников является возникновение растягивающих напряжений. Рудогенерирующая способность магматических очагов проявляется в регрессивном этапе интрузивного магматизма, который совпадает с тектоно-физическим периодом растяжения.

В период действия растягивающих напряжений достижение трещинами промежуточного очага базальтоидного состава вызовет в нем падение внешнего давления. Давление в очаге исходя из формул (Добрынин, 1970) равно:

$$P = g(\rho_{п. ср} - \rho_{ж. ср})h,$$

где P – эффективное давление, которое состоит из среднего нормального давления по разрезу без давления поровой жидкости, $\rho_{п. ср}$ – средняя плотность пород, $\rho_{ж. ср}$ – средняя плотность жидкости, h – глубина, на которой определяется давление, g – ускорение силы тяжести. На глубине порядка 30 км при $\rho_{п. ср} = 270 \text{ г/см}^3$ (Гутенберг, 1963) и $\rho_{ж. ср} \approx 1,0 \text{ г/см}^3$ давление составляет 4,6 кбар. Тектонические напряжения могут усилить его на этих глубинах до 8 кбар (Берч, 1957).

В результате потери внешнего давления часть магмы интрузирует в верхние горизонты земной коры и кристаллизуется в виде основных даек. Очевидно, этим ликвидируется избыточное давление в камере. Нарушение равновесия в промежуточной камере вызовет более ускоренную кристаллизацию расплава, чем это происходило бы в закрытой системе. Осаждение кристаллов приведет к накоплению остаточного расплава, обогащенного флюидом, который будет стремиться к местам наименьшего давления. Если это направление вертикально, то кристаллы будут поступать вниз, а остаточный расплав – вверх. Причина, заставляющая выделиться из расплава газовый жидкий флюид, может быть рассмотрена как сила тяжести, действующая на две фазы различной плотности. Если при $P = 5$ кбар и $T = 600^\circ\text{C}$ плотность базальта в среднем равна $2,85 \text{ г/см}^3$, плот-

ность газовой-жидкого флюида, содержащего 30% NaCl, 0,83 г/см³ (Смит, 1968), то получим градиент давления, равный

$$dP/dh = \rho_{\text{б}} - \rho_{\text{ф}} = 2,85 - 0,83 = 2,02 \text{ г/см}^3.$$

Отделение газовой-жидкого флюида от остаточного расплава возможно только в случае снятия внешнего давления. Это может произойти в результате проникновения трещин до магматического очага.

Отделяющийся флюид по составу будет меняться в зависимости от дифференциации магматического расплава в очаге. По данным Ф.К. Шипулина (1968), состав первых порций раствора (отделяющегося от магматического источника основного состава на Дашкесанском месторождении), приведший к кристаллизации ранних гранатов и пироксенов, имел простой анионный мотив островного или цепочного типа и не содержал в своем составе воду и щелочь. Сменившие их по времени образования эпидот, дашкесанит, актинолит и другие минералы отличаются более сложным ленточным мотивом и включают воду и щелочи. В скарнах ранние гранаты (гроссуляр) относятся к безжелезистой разновидности, поздние (андрадит) содержат окисное железо, что свидетельствует об изменении режима железа в ходе скарнообразования. Роль железа еще более возросла после скарнообразования, когда были отложены крупные по объему массы магнетита и гематита в связи с вовлечением в процесс окисления железа подземных вод, содержащих растворенный кислород. В образовании рудных залежей принимали участие как ювенильные, так и немагматогенные растворы, но ведущая роль принадлежала менявшимся по составу и температуре во времени магматогенным растворам (Шипулин, 1968). Последние отделялись от остаточного расплава в глубинном очаге при достижении его трещинами, что вызвало падение внешнего давления и ускоренную дифференциацию расплава. По этой причине породы глубинных интрузивов содержат магнетит в рассеянном состоянии, вынос железа из ювенильного источника происходит при низком внешнем давлении.

Положение оруденения в интрузивном процессе, для которого источником металла были коровые палингенные гранитоиды, например, на Каджаранском месторождении, показывает, что гипабиссальные интрузивы ко времени отложения молибдена были закристаллизованными и остывшими. Следовательно, источником рудного вещества могли быть мезоабиссальные (5-7 км) или абиссальные (> 7 км) магматические очаги, либо места генерации магмы. На Амгенском и Эруттском оловорудных месторождениях к моменту отложения руд субвулканические близповерхностные интрузивы порфировых пород были также закристаллизованными и остывшими. Источником на олово могли служить более глубинные, начиная от гапабиссальных интрузивов.

Глубинные интрузивы также находились в закристаллизованном состоянии, о чем уже говорилось ранее, но в силу глубинности температура их была к этому времени сравнительно высокой. В закристаллизованных интрузивах выделившийся в процессе кристаллизации флюид находится в межзерновом пространстве. Геотермические кри-

Таблица 31

Эффективная пористость ($P_{эфф}$, %) недеформированных и дефор-

Интрузив	Недеформированные		
	Ахомген, Камчатка	Дашкесанский, Азербайджан	Мегринский, Армения
Порода	Граниты, гранодиориты	Гранодиориты	Диориты, квар- цевые диориты
$P_{эфф}$, %	$\frac{2,14}{1,78-2,74}$	$\frac{1,78}{1,57-2,07}$	$\frac{2,36}{2,57-2,63}$

* В числителе среднее значение, в знаменателе — разброс по интрузиву.

терии показывают, что большая часть магматического флюида остается в контакте с породой в ходе охлаждения после полного израсходования силикатного расплава вплоть до $T = 600^{\circ}\text{C}$ и ниже. Состав флюида при этом меняется, приспособливается к новым условиям равновесия. На основании изучения равновесий гранита, содержащего пирит с флюидом, И.Д. Рябчиков (1973) пришел к выводу, что температура удаления флюида из межзернового пространства материнской породы ориентировочно равна 400° . Все это говорит о том, что флюидная фаза присутствует в гранитоидных породах вплоть до температур, значительно более низких, чем силикатный солидус магматических систем.

Возможное количество флюида, присутствующего в гранитоидных породах, исходя из показателей пористости из интрузивов, сформированных в условиях растяжений или близ поверхности, равно 3–6%. Очевидно, это предельное количество газово-жидкого флюида, которое может находиться в гранитоидной магме.

В гипабиссальных условиях пористость для недеформированных пород составляет в гранодиоритах Дашкесанского, кварцевых диоритах Мегринского и гранитов Ахомтенского плутонов в среднем 1,78, 2,36 и 2,14% соответственно. Пористость гранитоидных пород из деформированных интрузивов этой же фации по четырем плутонам гораздо ниже и колеблется от 1,42 до 1,56% (табл. 31). При этом разброс значений пористости в породах, прошедших деформационные преобразования в пределах интрузива, возрастает в два-три раза.

Гранитоидные породы, подвергшиеся начальным стадиям метаморфизма с частичной перекристаллизацией и превращенные в гнейсовые граниты (Беденский интрузив) или в гранито-гнейсы (Бескесский интрузив), характеризуются еще более низкими показателями пористости, равными 0,73–0,82 (см. табл. 13).

мированных гранитоидов*

Деформированные			
Мегринский, Армения		Иульгинский, Чукотка	Телекайский, Чукотка
Монзониты	Гранодиориты, граниты	Граниты	
$\frac{1,42}{0,88-2,47}$	$\frac{1,56}{0,58-3,53}$	$\frac{1,46}{1,09-1,78}$	$\frac{1,45}{0,76-2,50}$

Как видно, пористость в результате деформации в условиях сжимающих напряжений уменьшается примерно на 0,3–1,0% по сравнению с пористостью недеформированных разностей, кристаллизовавшихся в гипабиссальных условиях ($P_{эфф} = 1,78-2,14-2,36\%$).

То же характеризует деформированные, но не разрушенные породы в камере в условиях неравномерно-всестороннего сжатия. Так, в гранитах Армении с исходной пористостью 2,20% после деформации она уменьшается до 0,98%, а в гранитах Камчатки с первоначальным значением пористости 1,78% последняя уменьшается до 1,36% (см. табл. 18, 19). Граниты, деформированные в поровом пространстве в присутствии воды, уплотняются больше, чем деформированные в воздушно-сухом состоянии (см. табл. 18).

Таким образом, в условиях сжимающих напряжений происходит уплотнение твердого каркаса породы с уменьшением порового пространства. Одновременно с этим, как это следует из эксперимента, происходит также относительное уменьшение объема деформируемого тела. Следовательно, неравномерно-всесторонние давления, действующие на интрузивную породу, не разрушают ее, а приводят к развитию местных пластических деформаций или хрупких разрушений. Происходит потеря несущей способности каркаса; находящийся после кристаллизации межзерновой флюид попадает под избыточное давление. Возникшие в процессе деформации мелкие трещины отрыва и скалывания приводят к некоторому перераспределению межзернового флюида в связи с увеличением проницаемости среды, что косвенно вытекает из увеличения разброса пористости в деформированных интрузивах.

Изучение шлифов из деформированных гранитов, развитых в пределах рудных полей, позволяет наметить время появления в них остаточных деформаций, что фиксируется развитием более поздних минералов, например биотита и амфибола, по трещинам отрыва. Это

происходит в том случае, если подавляющая масса расплава раскристаллизована и образовала твердый каркас, в межзерновых промежутках которого находится флюидная фаза. Твердый каркас реагирует на внешние напряжения уже как твердое тело. Однако в силу высокой температуры прочностные свойства минеральных зерен понижены, поэтому даже небольшое увеличение напряжений по одной из нормалей приводит к развитию необратимых структурно-деформационных изменений с общим уплотнением. Порода в этот момент способна к пластическому течению, которое совершается за счет потери порового пространства. Величина уменьшения порового пространства для гранитоидов габбиссальной фации составляет в среднем около 1%. Потеря порового пространства вызовет повышение давления в флюидной фазе интрузива. Это давление будет превышать литостатическое давление. Если обстановка в районе будет спокойной, то, дренируясь постепенно в породы окружения по межзерновым каналам, давление во флюиде интрузива и в окружающих породах с течением времени может уравниваться. Если же произойдет смена напряженного состояния и начнут действовать растягивающие силы с образованием трещин, проникающих вплоть до интрузивного массива, то такие ослабленные зоны явятся местами стяжения межзернового флюида, находящегося под избыточным давлением, поскольку в этих зонах произойдет падение внешнего давления.

Вертикальная миграция гидротермальных растворов как из ювенильных базальтоидов, так и палингенных гранитоидных источников, исходя из гидродинамики, обусловлена градиентом давлений по длине пути. При отсутствии наложенных тектонических напряжений А.А.Пэк (1968) считает его для верхних горизонтов земной коры равным $1,5 \text{ г/см}^3$. Следовательно, основная причина движения гидротермальных растворов по дренирующим трещинам вверх в зоны разгрузки связана с тем, что литостатическое давление всегда больше гидростатического. Более подробно это рассматривается в специальных руководствах (Добрынин, 1970) и в работах по замеру пластовых давлений. Проведенные замеры пластовых давлений в 1,2–1,8 раза больше гидростатического (Керр, Уорд, 1934; Денисевич, 1961). По-видимому, то же самое отмечается в интрузивах гранитоидов, в результате деформации происходит уменьшение порового пространства, что приводит к увеличению давления в межзерновом флюиде.

Миграция порового флюида из ненарушенных блоков гранитоидного интрузива в трещинные зоны дренирования будет происходить сравнительно медленно и на фоне понижающихся температур с постепенным уменьшением расхода и изменения давления в потоке. Очевидно, это должным образом отразится на смене минеральных ассоциаций в местах разгрузки и концентрации компонентов. Первые порции раствора будут более высокотемпературными и обогащены летучими компонентами. Вследствие этого они будут проявлять большую агрессивность на боковые породы в зонах барьеров. Вот почему вначале происходит образование предрудных метасоматитов, как это было перед формированием молибденовых руд на Каджаранском месторож-

дении. На первых порах высокотемпературные гидротермы приносили основания железа, магния и кальция, что привело к образованию во вмещающих породах турмалиновых или роговообманковых метасоматитов. Некоторые специфические отличия в поведении элементов усугубляются только для биотит-кварцевой формации, которая непосредственно предшествовала рудной формации. Наряду с привнесом магния и железа повышаются содержания калия, редких щелочей, вольфрама, олова и снижается содержание кальция. При образовании рудных метасоматитов, бедных металлом, отмечается большая агрессивность растворов по отношению к вмещающим породам. В дальнейшем в растворах, обогащенных молибденом, также отмечается резкое по сравнению с мондонитами увеличение калия, кремнезема, редких щелочей, лития, рубидия, цезия и уменьшение кальция, магния, железа и натрия.

Примерно та же температурная последовательность в смене минеральных ассоциаций наблюдается и при образовании оловорудного оруднения Эруттского. Вначале в предрудном процессе отмечается формирование кварц-турмалиновых метасоматитов. Затем доля турмалиновых образований уменьшается и появляется олово. Последняя послерудная стадия характеризуется привнесом кремнезема с образованием окварцованных пород. На Амгеньском месторождении первые метасоматиты, очевидно, связаны с высокотемпературными растворами, содержащими значительное количество кремнезема, что привело к широкому развитию серицитизации. Зачем в составе раствора появляется олово.

Все это указывает на широкий диапазон изменения состава и температуры гидротермальных растворов, приходящих в зону разгрузки. Это связано с длительностью жизни очага питания, что обусловлено постепенной экстракцией межзернового флюида в медленно остывающем интрузиве. Неполнота предрудных и рудных стадий зависит от ряда условий, например времени температурного режима, в которое трещины достигают закристаллизовавшегося гранитоидного источника.

Если представить идеализированную схему гидротермального процесса в пределах рудных полей с активной интрузивной деятельностью, то она выглядит следующим образом. После кристаллизации расплава в межзерновом пространстве гранитоидного интрузива располагается флюид. Количество флюида будет зависеть от глубины формирования интрузива. В габиссальных интрузивах, например, исходя из пористости его будет около 2%. В результате геодинамических движений интрузив попадает в поле неравномерно-всесторонних давлений, что приведет к пластическому течению твердого каркаса за счет уменьшения пористости примерно на 0,3-1,0%. Это создает избыточное давление в межзерновом флюиде, которое будет превышать литостатическое. Часть флюида перейдет в трещинные полости, возникшие при концентрации напряжений сжатия. Смена сжимающих напряжений на растягивающие вызовет образование магистральных трещин, приоткрывающихся на глубину до закристаллизованных гранитоидных интрузивов. Избыточное давление во флюиде и является той движущей силой, которая приведет к экстрагированию его в трещинные зоны.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе рассмотрены вопросы эволюции упругих и деформационных свойств горных пород в пространстве и времени, связанные с эндогенным рудообразованием. Приводится петрофизическая характеристика для большинства петрографических типов вулканогенно-осадочных и интрузивных образований. Установлено, что скорости упругих волн в первую очередь зависят от минерального состава и в меньшей мере — от объемного веса (минералогической плотности) и пористости. При всех равных условиях, перечисленных выше, скорость может сильно понижаться в зависимости от степени деформации породы. Между указанными параметрами устанавливаются корреляционные связи.

Характеристика упругих свойств горной породы должна проводиться с учетом ее анизотропии. Различаются два вида анизотропии упругих свойств. Первый существует в условиях атмосферного давления как величина постоянная, зависящая от степени упорядоченности структуры породы. Второй вид, возникающий под напряжением, — величина переменная. В условиях всестороннего давления второй вид анизотропии для ряда пород совпадает по направлению с первым видом. В ряде случаев отмечается возникновение второго вида анизотропии, но с обратным знаком или приобретение изотропного состояния. В условиях стресса (одноосное сжатие) возникновение анизотропии второго вида (с обратным знаком) возможно в том случае, если действие стресса параллельно направлению с меньшим значением скорости продольных волн при атмосферном давлении. На основании этих данных делается вывод о том, что для верхней части земной коры, где воздействие температур сравнительно мало, существуют только неравномерно-всесторонние напряжения, всестороннее давление является частным случаем в этом правиле.

Показана возможность приложения метода исследований по упругим свойствам к решению общегеологических задач. Например, упругие свойства являются чувствительным индикатором структурно-деформационных преобразований в процессе формирования геологических структур и могут применяться при их анализе. Изменение анизотропии упругих свойств по структуре отражает внутреннюю кристаллическую или зерновую перестройку. Колебания коэффициента анизотропии показывают интенсивность структурных изменений в деформированных породах. Число векторов максимумов скорости продольных волн показывает смену планов деформации в процессе

формирования геологической структуры. По изменению величины отношения продольных и поперечных волн можно судить об относительности проявления остаточных деформаций сжатия и растяжения.

Рассмотрена зависимость физико-механических свойств от условий формирования гранитоидов. По изменению пористости более достоверно устанавливается глубина кристаллизации интрузивных тел. По анизотропии скорости распространения продольных волн среди интрузивов выделяются недеформированные и деформированные пластически или хрупко разновидности гранитоидов. Общий петрофизический анализ гранитоидных пород приводит к решению обратной задачи — реконструкции тектонофизических условий, существовавших в данном регионе при становлении интрузивов.

По сравнению скорости продольных волн, замеренных в массиве и в образце с соблюдением ориентировки замеров, можно судить о степени напряженности в данной точке массива или его трещиноватости. Когда скорость в массиве больше, чем в образце, это показывает, что в данной точке массива породы напряжены; если она меньше, то породы соответственно более трещиноваты. Направление максимальных векторов скорости в массиве отражает направление действия стресса.

Разрушение пород с образованием трещинных структур в условиях неравномерного сжатия — процесс длительный. Начало его приходится на момент приложения нагрузки по одной из осей, конечный этап фиксируется распадением образца на части. Намечаются две области, которые характеризуются количеством зарождающихся трещин. Порогом их разделения служит лавинное образование трещин, осевые нагрузки в это время в зависимости от породы составляет 80–95% от разрушающего напряжения.

Для первой области характерны локальные нарушения, возникающие в результате концентрации напряжений на ограниченных участках. Причина их возникновения обусловлена либо пластическими деформациями в кристаллах, либо появлением сосредоточенных нагрузок в силу упругой анизотропии минералов. Вследствие этого происходят хрупкие разрушения в виде трещин скалывания и отрыва. Нарушения соизмеримы с зернами породы и не нарушают упругого равновесия в данном объеме. При этом происходит общее уплотнение породы, что фиксируется уменьшением пористости на 15–45% и относительным уменьшением объема образца, рассчитанного по относительной продольной и поперечной деформациям. Тормозом развития трещин являются межзерновые контакты или ранее существовавшие нарушения, более пластичные минералы или контактные плоскости более прочных пород.

Вторая область характерна лавинным зарождением трещин, которые, сливаясь, образуют магистральные нарушения типа трещин скалывания, заполненных обломками и песком трения. Образовавшиеся магистральные трещины являются участками разрыхленной структуры, за счет этого происходит увеличение пористости в два-четыре

раза и относительное увеличение объема. В то же время блоки пород, не потерявшие сплошности в силу приобретенных необратимых пластически хрупких деформаций под напряжением, все еще уплотнены по сравнению с исходной породой.

Залечивание мелких трещин в минералах и магистральных нарушениях совершается главным образом под воздействием температуры путем перекристаллизации вещества или структурно-деформированных изменений.

Использование физико-механических данных позволило более объективно с количественных позиций подойти к оценке физического состояния среды, в которой происходили процессы рудообразования. Дорудные гидротермальные преобразования — калишпатизация, серицитизация, скарнирование, турмалинизация в общем ведут к увеличению открытых пор во вмещающих породах. Действие кислых растворов в процессе окварцевания в кристаллических породах (гранитоиды и габбро-диабазы) способствуют некоторому увеличению как открытой, так и закрытой пористости. В эффузивах типа фельзит-порфириров или андезито-базальтов совершается общая перестройка структуры с уменьшением открытой пористости в четыре-шесть раз по сравнению с неизмененными разностями. Действие щелочных и нейтральных растворов на туфогенные породы при алунификации также приводит к значительной закупорке порового пространства. Следовательно, в большинстве предрудные процессы как бы подготавливают пространство в горных породах перед рудоотложением путем увеличения в них порового пространства. Рудовмещение происходит в породах, характеризующихся повышенной пористостью, перемежающихся с менее пористыми образованиями; последние играют роль экранов. Повышенная пористость может возникнуть либо при гидротермальной переработке, либо в процессе складчатости (деформационная пористость, за счет микрогрещиноватости), либо при образовании породы (межзерновая пористость). Наличие в разрезе пород, отличающихся по эффективной пористости, создает ситуацию "рудовмещающие — экранирующие" образования, что является главным фактором для формирования гидротермальных промышленных месторождений. Изучение упругих свойств дает возможность оценить возникновение благоприятных для рудоотложения структур и их геологическое положение. В силу упругих свойств породы способны при одинаковых напряжениях деформироваться по-разному, при этом возникают трещинные структуры и образование в них прожилкового или вкрапленного оруденения.

Петрофизические исследования позволяют произвести реконструкцию геодинамических условий становления интрузивных тел и выделить в интрузивном процессе наиболее благоприятные для рудообразования тектонофизические моменты. Это относится к месторождениям железа, меди, молибдена, олова, свинца и т.д., приуроченным к районам с активным интрузивным магматизмом. Как правило, для этих месторождений генетическая связь с конкретными интрузивами не устанавливается. Оруденение разных рудных форма-

ций оторвано от становления крупных интрузивов внедрением даек основного или среднего состава. При формировании интрузивных пород и сопряженных с ними во времени гидротермальных рудопроявлений выделяются два резко различных тектонофизических периода. В первый из них, охватывающий становление крупных интрузивов от габброидов до гранитоидов, кристаллизация пород происходила под воздействием квазисесторонних напряжений, обусловленных глубиной залегания интрузивного тела. Напряжения могут увеличиваться или уменьшаться складчатыми процессами. В связи со складчатостью могут образоваться трещинные структуры в самих интрузивах или ближнем экзоконтакте, способные для вмещения гидротермального оруденения. Например, молибденовые руды Каджарана локализируются в наиболее деформированных монзонитах, а оловорудные месторождения Иульгинское и Телекайское — в экзоконтактово-измененных породах. Во второй период, охватывающий последние инъекции кислого или ультракислого состава, дайки базальтоидных дифференциатов и гидротермальное оруденение отмечены при преимущественном развитии растягивающих напряжений. При этом образуются региональные трещины приоткрывания, по которым к поверхности проникает магма кислого, а затем и базальтоидного состава; последняя застывает в виде трещинных интрузий или даек. Эти же трещины служили для вывода в зоны разгрузки гидротермальных растворов из глубинных источников. Причина длительного действия растягивающих напряжений обусловлена перемещением вещества на границе Мохо.

Основной предпосылкой возникновения путей движения гидротерм из глубинных источников является возникновение растягивающих напряжений. Рудогенерирующая способность магматических очагов приходится на регрессивный этап интрузивного магматизма, который совпадает с тектонофизическим периодом растяжения.

Непосредственная смена дайковых пород базальтоидного состава гидротермальными растворами, содержащими железо или медь, показывает на близкие связи этих металлов с базальтоидным магматическим источником глубинного происхождения. Очевидно, в условиях относительно открытой системы в связи с обособлением флюидной фазы создавались подвижные высокотемпературные растворы, которые при раскрытии трещин стремились вверх, в зоны наименьших давлений. Причина, заставляющая выделиться из расплавов газожидкий флюид, может быть рассмотрена как сила тяжести, действующая на две фазы различной плотности. Эта сила при давлении 5 кбар и температуре 600°C для базальтового расплава оценивается около 2,0 г/см³.

Месторождения, содержащие такие металлы, как олово и свинец, источником для которых служили палингенные гранитоиды, также сформировались после даек основного состава. К этому времени крупные интрузивы были закристаллизованы. Возможное количество межзернового флюида для гиабиссальных интрузивов оценивается

около 2%. Но в результате воздействия сжимающих усилий происходит общее уплотнение породы за счет потери пористости до 1%. Примерно такое же уменьшение пористости (0,3-1,1%) отмечается при деформации гранитов под воздействием неравномерного сжатия в камере. Потеря порового пространства вызовет повышение давления в флюидной фазе интрузива. Это давление будет превышать литостатическое. В возникшие при растягивающих напряжениях разрывы устремится межзерновой флюид, находящийся под избыточным давлением из ненарушенных блоков интрузива.

Вертикальная миграция гидротермальных растворов как из ювенильных базальтоидных, так и палингенных гранитоидных источников обусловлена градиентом давления по длине пути, и связана с тем, что литостатическое давление всегда превышает гидростатическое.

ЛИТЕРАТУРА

- Азизбеков Ш.А.* Геология Нахичеванской АССР. Госгеолтехиздат, 1961.
- Аникоев Н.П., Титов В.А.* Основные черты геологического строения и металлогения Охотско-Чаунского вулканогенного пояса. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 18. Магадан, 1966.
- Афанасьев Г.Д.* Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа. — Труды ГИН АН СССР. Сер. петрогр., (38), 1950, вып. 69.
- Афанасьев Г.Д., Бажж Е.И., Беликов Б.П.* и др. Физические свойства горных пород в структурно-формационных зонах Северного Кавказа и их значение для интерпретации геофизических данных. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 9.
- Афанасьев Г.Д., Бажж Е.И., Беликов Б.П.* и др. Исследование физических свойств горных пород Северного Кавказа. — В кн.: Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М., "Наука", 1968.
- Ахмедов Д.М.* Некоторые вопросы генезиса железорудных месторождений Дашкесанского рудного узла. — Геол. рудн. месторожд., 1965, № 6.
- Барсуков В.Л.* Геохимические особенности формирования сульфидно-касситеритовых месторождений. — В кн.: Проблемы металлогении Дальнего Востока. М., "Наука", 1967.
- Беликов Б.П.* Упругие и прочностные свойства горных пород. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 34.
- Беликов Б.П., Залесский Б.В., Розанов Ю.А.* и др. Методы исследования физико-механических свойств горных пород. М., "Наука", 1964.
- Беликов Б.П., Александров К.С., Рыжова Т.В.* Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород. М., "Наука", 1970.
- Берч Ф.* Физика земной коры. — В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957.
- Бутузов В.П., Безруков Г.Н., Давыденко А.Г., Литвин Ю.А.* Экспериментальное изучение распределения температур в рабочей камере установок высокого давления. — В кн.: Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М., "Наука", 1968.
- Виноградов С.Д.* Акустические наблюдения процессов разрушения горных пород. М., "Наука", 1964.
- Воеводин В.Н.* Новый тип оловянного оруденения на Центральной Чукотке. — В кн.: Новые данные по геологии рудных районов Востока СССР. М., "Наука", 1969.
- Волярович М.П., Балашов Д.Б., Томашевская И.С., Павлоградский В.А.* Изучение влияния одноосного сжатия на скорости упругих волн в образцах горных пород в условиях высокого гидростатического давления. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1963, № 8.
- Гаврилова В.Н., Звягинцев Л.И.* К вопросу о возрасте гранитоидов Змеиногорского комплекса на Рудном Алтае. — Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разведка, 1958, № 5.
- Гармаш А.А., Попов В.В., Яковлев Г.Ф.* Закономерности размещения колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. — Труды ЦНИГРИ, 1967, вып. 75.

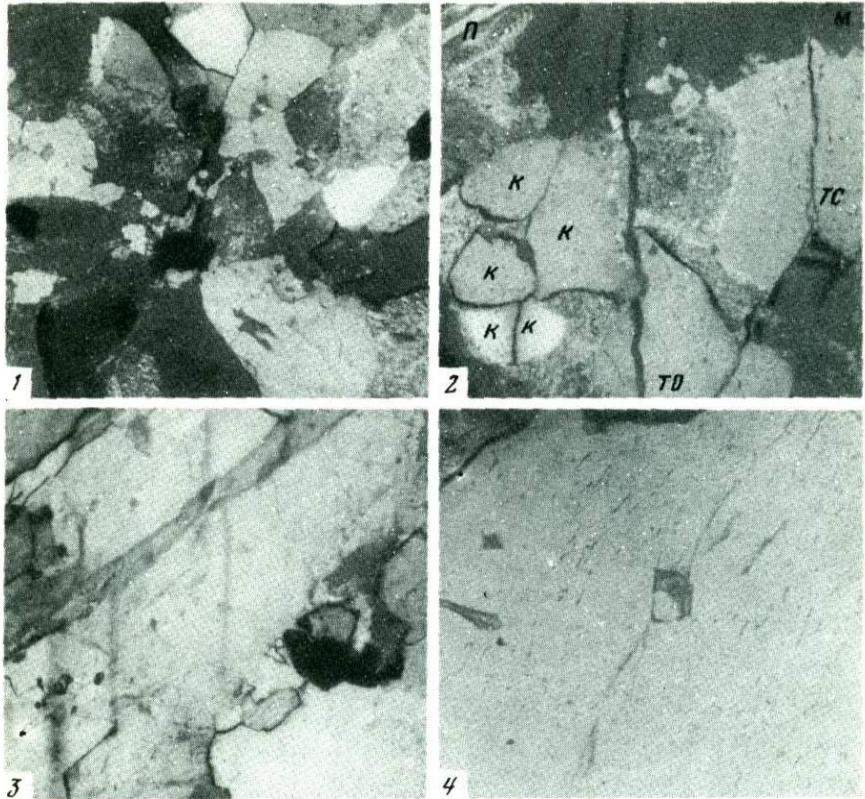
- Горбатов Г.А., Подольский А.М., Шурига Е.Г.* О связи диэлектрической проницаемости изверженных пород Амгеньского оловянного района (Восточная Чукотка) с их генезисом. — Изв. высш. учебн. зав. Геол. и разведка, 1973, № 12.
- Горжевский Д.И., Яковлев Г.Ф.* Некоторые закономерности распределения полиметаллических месторождений Рудного Алтая. — Труды ВАГТ, 1957, вып. 3.
- Гутенберг Б.* Физика земных недр. М., ИЛ, 1963.
- Давыдченко А.Г., Звягинцев Л.И.* Зависимость деформаций горных пород от распределения и режима в рабочей камере установок высокого давления. — В кн.: Давления и механические напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы. Л., 1969.
- Давыдченко А.Г., Звягинцев Л.И., Санина Е.А.* Остаточные деформации и изменения некоторых физико-механических свойств горных пород в результате воздействия высоких давлений и температур. — Труды ВНИСИМС, 1970, XII.
- Денисевич В.В.* О результатах геологоразведочных работ в Туркменской ССР за 1959—1960 гг. — Новости нефть. и газ. техники. Сер. геол., 1961, вып. 10.
- Добрынин В.М.* Деформации и изменения физических свойств коллекторов нефти и газа. М., "Недра", 1970.
- Екобори Т.* Комбинированный подход к хрупкому и усталостному разрушению материалов. — Механика, 1974, № 5.
- Елисеев Н.А.* Структурная петрология. Изд-во ЛГУ, 1963.
- Журков С.Н., Нарзулаев Б.И.* Временная зависимость прочности твердых тел. — Журн. техн. физики, 1953, № 10.
- Загзурина И.А.* Мезозойские гранитоидные формации Северо-Востока. — В кн.: Новые данные по геологии Северо-Востока СССР. Магадан, 1973.
- Залеский Б.В.* О путях развития методов физико-механического эксперимента в петрографии. — В кн.: Труды 6-го совещания по экспериментальной и технической минералогии и петрографии. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Звягинцев Л.И.* Палеозойский вулканизм юго-восточной части Рудного Алтая. М., "Наука", 1965.
- Звягинцев Л.И., Короткова О.Н., Силаева О.И.* Анизотропия упругих свойств осадочных пород горного Дагестана. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1966.
- Звягинцев Л.И.* Значение пористости горных пород в локализации сульфидного оруденения на Рудном Алтае. — В кн.: Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М., "Наука", 1968.
- Звягинцев Л.И., Бажук Е.И.* Исследования при высоких давлениях скорости продольных волн в горных породах, отобранных по профилю ГСЗ. Грозный — Нахичевань. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1969, № 3.
- Звягинцев Л.И., Левушкин Л.Н., Короткова О.Н.* Природа анизотропии упругих свойств мономинеральных карбонатных пород. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1970, № 5.
- Звягинцев Л.И.* Анизотропия упругих свойств горных пород в условиях одноосного давления. — В кн.: Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. Киев, "Наукова думка", 1971.
- Звягинцев Л.И.* Влияние условий формирования на физико-механические свойства гранитоидов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 5.
- Звягинцев Л.И., Томашевская И.С., Хамидуллин Я.Н.* К механизму образования трещинных структур в гранитах. — В кн.: Внутренняя геодинамика. Л., 1972.
- Звягинцев Л.И.* Упругие свойства горных пород и поля напряжений в геологических телах. — В кн.: Внутренняя геодинамика. Л., 1972.
- Звягинцев Л.И.* Анизотропия упругих свойств горных пород в напряженном состоянии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 6.

- Звягинцев Л.И., Короткова О.Н.* Исследование упругих свойств горных пород с целью анализа геологических структур. — В кн.: Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. М., "Наука", 1973.
- Звягинцев Л.И., Томашевская И.С.* О механизме образования трещинных структур в кристаллических породах в условиях неравномерного сжатия. — Тезисы Всесоюз. семинара по моделированию структурообразующих процессов рудогенеза. Новосиорск, 1973.
- Звягинцев Л.И., Томашевская И.С., Хамидуллин Я.Н.* Образование трещинных структур в кристаллических породах в условиях неравномерного сжатия. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 3.
- Интрузии, гидротермально-метасоматические образования и медно-молибденовое оруденение. М., "Наука", 1975.
- Канцель А.В., Лавров Н.П., Розанов Ю.А.* и др. Об использовании данных о физико-механических свойствах вулканогенных пород при решении вопроса их генезиса. — В кн.: Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М., "Наука", 1968.
- Кашкай М.А.* Петрология и металлогения Дашкесана. М., "Недра", 1965.
- Катлов А.К., Ким В.А., Никитина Л.Г., Флеров Е.А.* Геология Зырянского полиметаллического месторождения Рудного Алтая, М., Госгеол-издат, 1957.
- Козлов М.Т., Тхремнов В.А.* Использование плотности и пористости для геологического расчленения диабазовых покровов протерозоя. — В кн.: Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М., "Наука", 1968.
- Коржинский Д.С.* Особенности послемагматических процессов в вулканогенных формациях. — В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. М., "Наука", 1963.
- Королев В.А., Тулегенов Г.* Пористость горных пород как фактор рудоотложения. — Геол. рудн. месторожд., 1960, № 6.
- Краснопевецова Г.В., Матушкин Б.А., Попов Е.А.* Геофизические исследования на региональном профиле Волгоград — Нахичевань. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 12.
- Крупеников В.А.* Роль физико-механических свойств ультраметаморфических пород кристаллического фундамента в литологическом контроле ураноносных альбититов. — В кн.: Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. М., "Наука", 1973.
- Кузнецов В.Д.* Физика твердого тела. Т. II. Томск, 1941.
- Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. М., "Недра", 1964.
- Лебедев Т.С., Корниец Д.В., Шаповал В.И., Корчин В.А.* Упругие свойства горных пород при высоких давлениях. Киев, "Наукова думка", 1972.
- Лесушкин Л.Н.* К методике изучения текстуры деформированного мрамора на дифрактометре. — Рентгенография минерального сырья, 1969, № 7.
- Лугов С.Ф., Макеев Б.В., Потапова Т.М.* Закономерности формирования оловорудных месторождений Северо-Востока СССР. М., "Недра", 1972.
- Луцицкий И.В., Громин В.И., Ушаков Г.Д.* Эксперименты по деформации горных пород. Новосибирск, "Наука", 1967.
- Матвеевко В.Т.* Геология и полезные ископаемые Егорлыкского рудного узла. — В кн.: Материалы по геол. и полезн. ископаемым Северо-Востока СССР, 1957.
- Мкртчян С.С.* Зангезурская рудоносная область. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1958.
- Мячкин В.И., Соловьева Р.П.* Изучение распространения упругих волн ультразвуковой частоты на малых базах и горных породах в условиях естественного залегания. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1961 № 12.

- Некрасов Е.М., Николаев С.В.* Об изменениях физических свойств кварцевых фельзит-порфиоров в околорудных зонах свинцово-цинковых месторождений Замбарак. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 43.
- Никифоров Н.А., Розанов Ю.А.* О роли физических и механических свойств горных пород в локализации ртутно-сурьмяного оруденения Южной Ферганы. — Геол. рудн. месторожд., 1963, № 3.
- Павлова Н.Н.* Трещиноватость и разрушение горных пород. М., "Наука", 1970.
- Подольский А.М., Маштак В.Ф., Садаков В.К., Шурица Е.Г.* Этапы развития вулканотектонических структур и размещение относительно этих структур оловянного оруденения (на примере Восточно-Чукотского вулканогенного пояса). — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., "Наука", 1973.
- Покровская И.В., Коврига О.А.* О вулканогенно-осадочном происхождении слоистых полиметаллических руд Риддер-Сокольного месторождения. — Геол. рудн. месторожд., 1970, № 3.
- Попов В.С., Перцев Н.Н.* Об оценках интрузивного давления. — В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М., "Наука", 1974.
- Пэк А.А.* Динамика ювенильных растворов. М., "Наука", 1968.
- Пэк А.А.* Об интрузивной способности магматических расплавов при дайкообразовании. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 7.
- Регель В.Р., Слуцкер А.И., Томашевский Э.Е.* Кинетическая природа прочности твердых тел. — Успехи физ. наук, 1972, вып. 2.
- Резарский В.И.* Геохимия молибдена в эндогенных процессах. М., "Наука", 1973.
- Резарский В.И.* Изменение физико-механических свойств пород при формировании метасоматитов и оруденения Каджаранского месторождения. — В кн.: Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. М., "Наука", 1973а.
- Ржевский В.В., Рогожников В.И., Ямщиков В.С.* Влияние растягивающих напряжений на скорости распространения продольных и поперечных волн в горных породах. — ДАН СССР, 1969, № 2.
- Розанов Ю.А.* Пористость горных пород и ее роль в локализации эндогенного оруденения. — Геол. рудн. месторожд., 1961, № 2.
- Розанов Ю.А.* Роль физико-механических свойств горных пород в процессах петро- и рудогенеза. — В кн.: Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. М., "Наука", 1973.
- Руб М.Г.* Особенности вещественного состава и генезиса рудоносных вулканоплутонических комплексов. М., "Наука", 1970.
- Рябчиков И.Д.* Минеральные равновесия с участием флюидной фазы (на примере кислых магматических пород). — Автореф. докт. дис. М., 1973.
- Рябчиков И.Д., Уолл В.Дж., Бэрнзм У.К.* Равновесия рудоносных флюидов с кислыми изверженными породами. — Геол. рудн. месторожд., 1974, № 3.
- Силаева О.И., Бажук Е.И.* О природе анизотропии упругих свойств горных пород. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1967, № 12.
- Скорикова М.Ф.* О возможной связи упругих свойств горных пород с направлением тектонических напряжений в земной коре и верхней мантии. — Труды Сахалинск. комплек. НИИ, 1969, № 20.
- Смирнов В.И.* Проблемы эндогенной металлогении. М., "Наука", 1965.
- Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. М., "Недра", 1969.
- Смирнов В.И.* Об источниках вещества эндогенных месторождений полезных ископаемых. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969а, № 3.
- Смирнов В.И.* Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений. — Геол. рудн. месторожд., 1970, № 6.

- Смирнов С.С.* О современном состоянии теории образования магматогенных рудных месторождений. — Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1947, XXVI, № 1.
- Смит Ф.Г.* Физическая геохимия. М., "Недра", 1968.
- Сперанская Н.М.* Вопросы геологического изучения и картирования рудоносных вулканических и вулканоплутонических формаций. — В кн.: Рудоносность вулканогенных образований Северо-Востока и Дальнего Востока. Магадан, 1967.
- Ставрогин А.Н., Георгиевский В.С.* Деформация и проницаемость горных пород при сложных напряженных состояниях. — В кн.: Давления и механические напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы. Л., 1969.
- Старостин В.И.* Влияние физико-механических свойств горных пород Блявинского рудного поля на локализацию колчеданного оруденения. — Геол. рудн. месторожд., 1965, № 2.
- Старостин В.И.* Физико-механические свойства горных пород Яман-Касинского месторождения и их роль в локализации колчеданного оруденения. — В кн.: Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М., "Наука", 1968.
- Старостин В.И.* Структурно-петрофизический анализ горных пород руд. — Геол. рудн. месторожд., 1973, № 5.
- Старостин В.И., Сандомирский С.А., Яковлев Г.Ф.* Структурно-петрофизический анализ Лениногорского рудного поля. Новосибирск, 1973.
- Стаховская Э.И.* Исследование прочности на изгиб горных пород в условиях высокого всестороннего давления. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Томашевская И.С., Хамидуллин Я.Н.* Предвестники разрушения образцов горных пород. — Изв. АН СССР, Физика Земли, 1972, № 5.
- Томашевская И.С., Звлинцев Л.И.* Особенности деформационного поведения пористых базальтов при сложном напряженном состоянии. — В кн.: Физические свойства горных пород при высоких давлениях и температурах. Тбилиси, 1974.
- Устиев Е.К.* Охотский структурный пояс и проблемы вулканоплутонических формаций. — В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных пород. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Фирсов Л.В.* Об абсолютном возрасте некоторых оловорудных месторождений Северо-Востока СССР. — Труды 10-й сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., 1962.
- Хендин Д.* Прочность и пластичность. — В кн.: Справочник физических констант горных пород. М., "Мир", 1969.
- Чернов В.И.* Вулканические формации и порфиоровые интрузии Рудного Алтая. М., "Наука", 1974.
- Шипулин Ф.К.* Соотношение интрузий и оруденения в Зырянском районе на Рудном Алтае. — ДАН СССР, 1958, 119, № 3.
- Шипулин Ф.К.* Некоторые вопросы генезиса гидротермального сульфидного оруденения, ассоциированного с самостоятельными малыми интрузиями. — Геол. рудн. месторожд., 1963, № 2.
- Шипулин Ф.К.* Интрузии и рудообразование. М., "Наука", 1968.
- Щерба Г.Г., Гукова В.Д., Кудряшов А.В., Сеячило Н.П.* Грейзены, жильный кварц и калишпаты молибден-вольфрамовых месторождений Казахстана. Изд-во АН КазССР, 1964.
- Akira K.* On azimuthal distribution of the crustal Poisson's ratio in case of earthquakes occurrences (Preliminaries). — Mem. Coll. Scien. Univ., Kyoto A, 1959, 29, N 2.
- Babuška V.* Elastik Anisotropy of Igneous and Metamorphic Rocks. — Studia geophys. geod., 1968, N 12.
- Birch F.* The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars. — J. Geophys., 1960, 65, N 4.
- Bridgmen P.W.* The physics of high pressure, 1949.
- Christensen N.I.* Compressional waves velocities in Metamorphic Rocks of Pressures to 10 kilobars. — J. Geophys. Res., 1965, 70, N 24.

- Clark P.A.* A note on calcite - aragonite equilibrium. - *Am. Miner.*, 1957, 42.
- Harrison J.V., Falcon N.L.* Collapse structures. - *Geol. Mag.*, 1934, 71.
- Hast N.* The state of stresses in the upper part of Earth's crust. - *Eng. Geol.*, 1967, 2, N 1.
- Heard H.C.* Large changes in strain rate in Yule Marble. - *J. Geol.*, 1963, 71, N 2.
- Hulse C.O., Graf R.B.* Effect of temperatures on the mechanical properties of solid pressure - transmitting media Pyrofillite. - *J. Appl. Phys.*, 1965, 36, N 5.
- Jamieson J.C.* Phase equilibrium in the system calcite-aragonite. - *J. Chem. Phys.*, 1953, 21.
- Keep C.E., Ward H.I.* Drilling against high rock pressures with particulare references to operations conducted in the Khaur field, Punjab. - *Inst. Petrol. Geol. J.*, London, 1934, 20.
- Mishimura Sh., Kanitsuki A., Kashimoto I.* Some problems of Poisson's ratio in the Earth's crust. - *Tellus*, 1960, 12.
- Peselnik L., Robie R.A.* Elastic constants of calcite. - *J. Appl. Phys.*, 1963, 34, N 8.

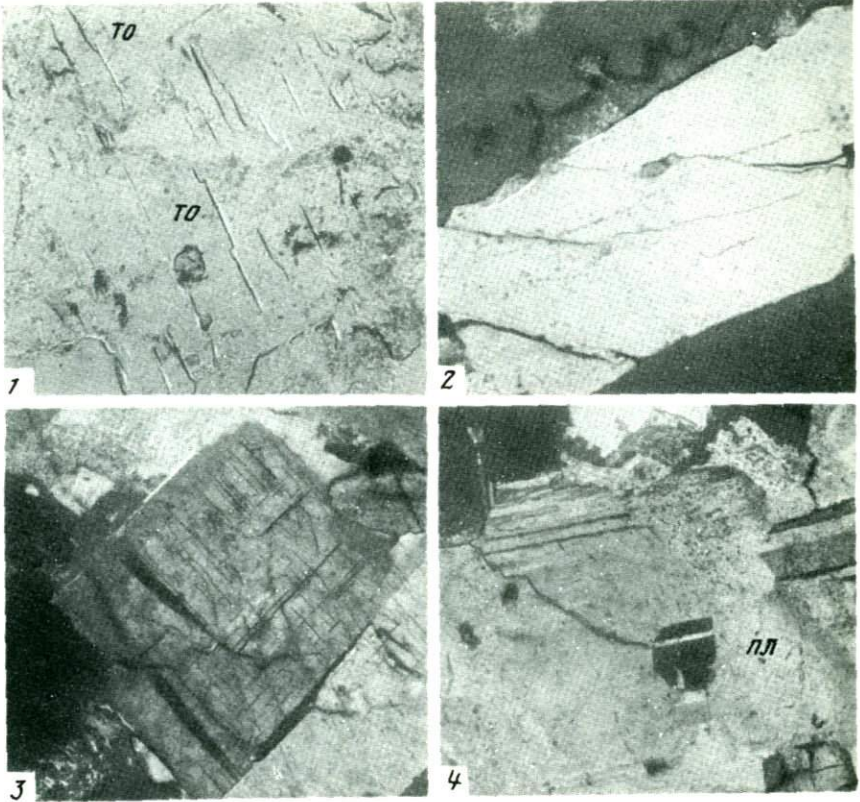


1 - структура гранита (Камчатка) до деформации в камере. Увел. 30, с анализатором

2 - гранит, деформированный при $25\% \sigma_{\max}$. Слева внизу катаклазированный кварц (к), вверху в кристалле плагиоклаза (п) произошло трансляционное скольжение. В центральной части видна темная трещина отрыва (тд). Справа трещина скалывания (тс) в кварце, погасающая в микроклине (м). Увел. 70, с анализатором

3 - пластинки скольжения (лс) в микроклине из гранита, деформированного при $25\% \sigma_{\max}$. Увел. 70, с анализатором

4 - субпараллельные точечные цепочки дефектов, местами сливающиеся с образованием трещин скалывания в кварце из гранитов, деформированных при $25\% \sigma_{\max}$. Увел. 70, с анализатором

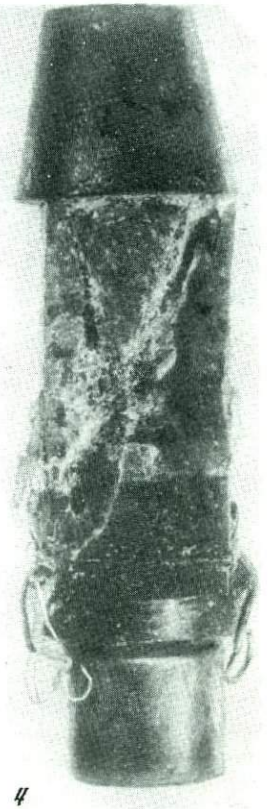
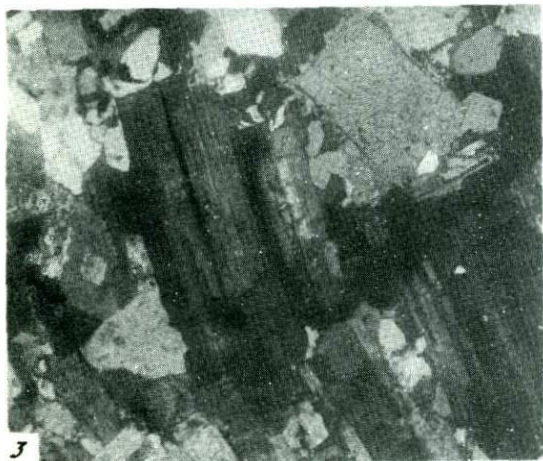
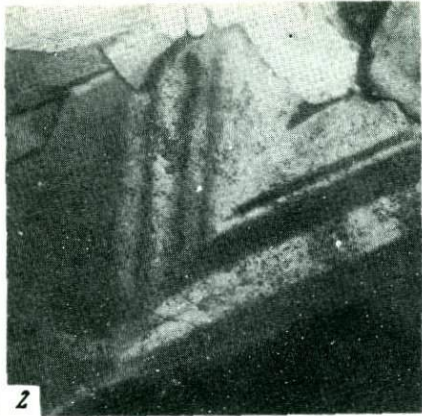
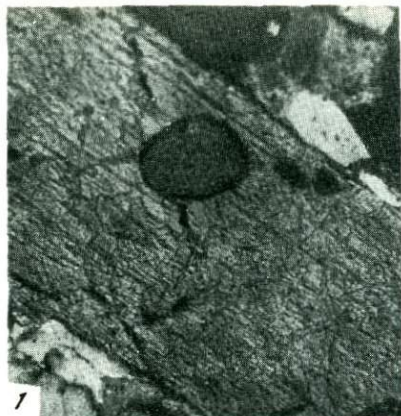


1 - трещины отрыва (*тo*), образующиеся по спайности в микроклине из гранитов, деформированных при $25\% \sigma_{\max}$. Увел. 40, без анализатора

2 - трещины скалывания (*тс*) в кварце из гранитов, деформированных при $25\% \sigma_{\max}$. Увел. 150, с анализатором

3 - клиновидные двойники (*кд*), рост которых заторможен трещиной отрыва (*тo*) в плагиоклазе из гранитов, деформированных при $50\% \sigma_{\max}$. Увел. 70, с анализатором

4 - перекристаллизация в плагиоклазе, новый кристалл (*пл*) возник в конце трещины скалывания, переходящей в трещину отрыва в гранитах, деформированных при $25\% \sigma_{\max}$. Увел. 40, с анализатором

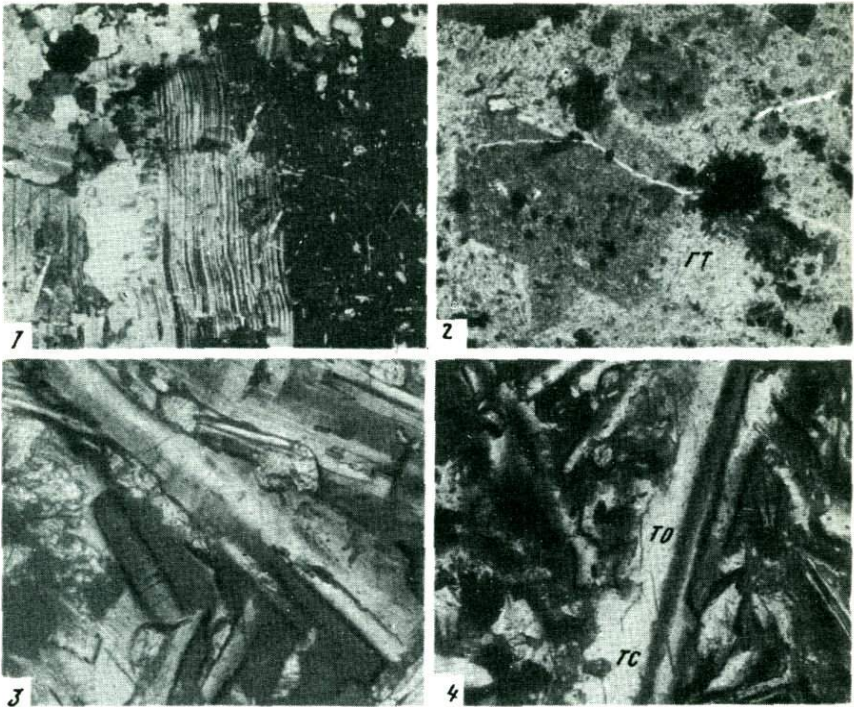


1 - перекристаллизация в роговой обманке, новое зерно (*po*) располагается на пересечении трещин скалывания в гранитах, деформированных при $70\% \sigma_{\max}$. Увел. 70, с анализатором

2 - механическое двойникование в плагиоклазе (плоскость двойникования показана пунктиром); граниты деформированы при $75\% \sigma_{\max}$. Увел. 70, с анализатором

3 - переориентировка кристаллов длинной стороной в одном направлении к линии сдвига (*sc*) в центре, осевое сжатие показано стрелками, граниты деформированы при $75\% \sigma_{\max}$. Увел. 10, с анализатором

4 - образец разрушенного гранита. Магистральные трещины скалывания наклонены под углами $30-35^\circ$ к осевому давлению, показанному стрелками, 1,25 натуральной величины



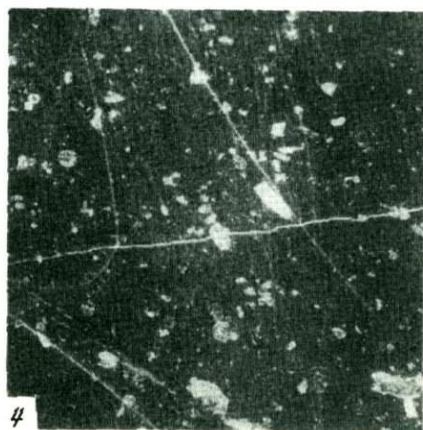
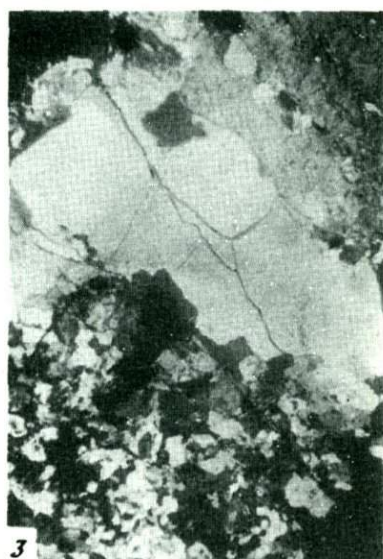
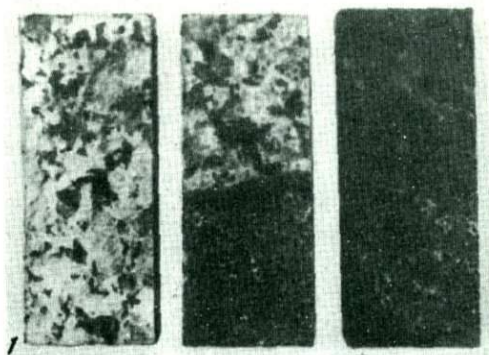
- 1 - плагиоклаз с плейчатым строением из гранито-гнейсов, деформированных при $75\% \sigma_{\max}$. Увел. 70, с анализатором
- 2 - трещина отрыва (светлое), частично залеченная гематитом (*гт*) в плагиогранит-порфирах, деформированных при $80\% \sigma_{\max}$. Увел. 70, без анализатора
- 3 - долеритовый базальт до деформации, видны мелкие трещины отрыва (*то*). Увел. 150, с анализатором
- 4 - сложные нарушения в виде трещин отрыва (*то*) с переходом в трещины скалывания (*тс*) в долеритовом базальте, деформированном при $90\% \sigma_{\max}$. Увел. 150, с анализатором

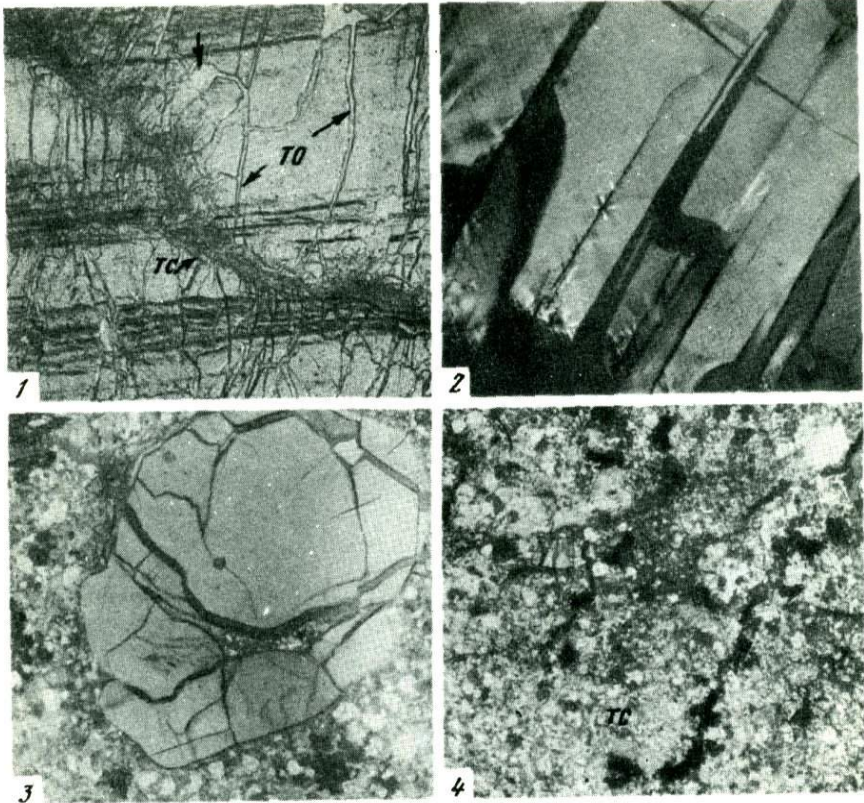
1 - образцы гранита (*а*), гранит-ксенолита (*б*) и ксенолита (*в*) в натуральную величину

2 - контактная порода гранит (вверху) - ксенолит (внизу) до деформации в камере, в зерне микроклина из гранитов видны слабо выраженные трещины скалывания (*тс*). Увел. 30, с анализатором

3 - контактная порода гранит (вверху) - ксенолит (внизу) деформирована при $P=1$ кбар и $0,55\% \sigma_{\max}$, в зерне кварца из гранита отмечается увеличение трещин скалывания (*тс*), не переходящих в ксенолит. Увел. 30, с анализатором

4 - известняк, деформированный при 35 кбар, видны трещины скалывания (*тс*) и трещина отрыва (*то*), направление главного усилия показано стрелками, Увел. 20, без анализатора



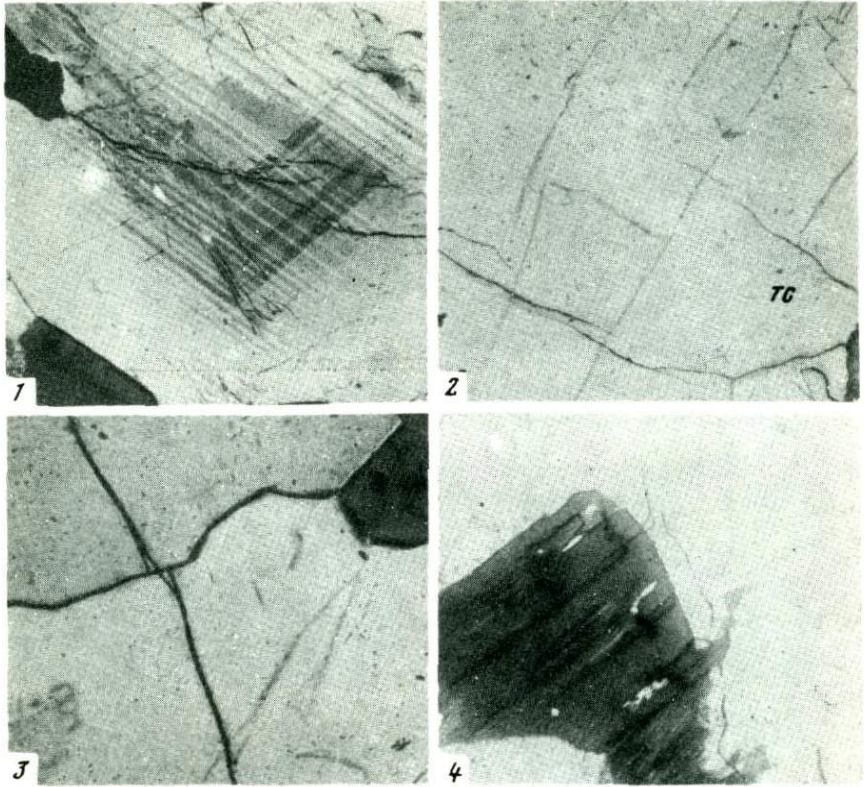


1 - вертикальные трещины отрыва (m_0) и наклонные трещины скалывания (m_c) в обсидиане, деформированном при $P=10$ кбар и $T=400^\circ\text{C}$; направление главного усилия показано стрелками. Увел. 20, без анализатора

2 - возникновение двойного лучепреломления в стекле обсидиана, деформированного при $P=10$ кбар и $T=700^\circ\text{C}$. Увел. 30, с анализатором

3 - кварцевый порфир, деформированный при $P=10$ кбар и $T=700^\circ\text{C}$, видна венцовая структура вокруг катаклазированной кварца и сферолитовая основная масса. Увел. 30, с анализатором

4 - кварцевый порфир, деформированный при $P=25$ кбар, справа трещина скалывания (m_c), заполненная перетертым материалом. Увел. 20, с анализатором

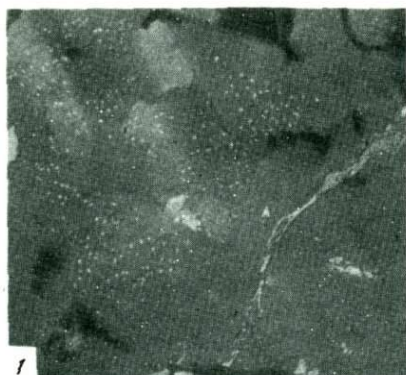


1 - двойникование в кристаллах плагиоклаза из гранитов Иультинского интрузива. Увел. 30, с анализатором

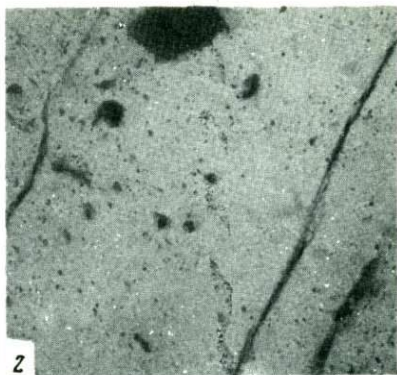
2 - пересечение субпараллельных цепочек газовой-жидких включений трещинами скалывания (*тс*) в кварце из Иультинских гранитов, Увел. 30, с анализатором

3 - сдвиговые перемещения по межзерновому контакту кварца с полевым шпатом в Иультинских гранитах. Увел. 70, с анализатором

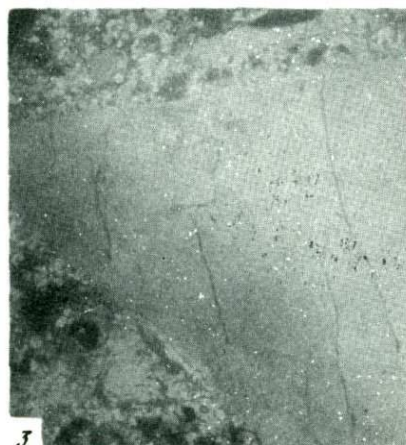
4 - трещины отрыва в кварце и полевоом шпате, выполненные биотитом (темное) в гранитах Телекайского интрузива. Увел. 70, без анализатора



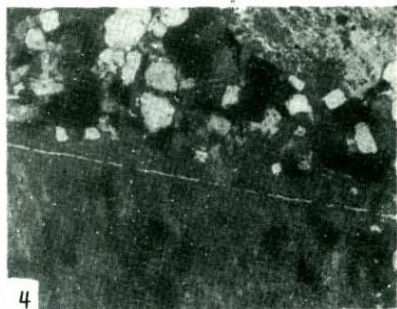
1



2



3



4

1 - кристалл кварца с блоковым строением, разбит трещиной отрыва, выполненной более поздним кварцем (светлое) из субвулканических гранитов Днепровского интрузива. Увел. 30, с анализатором

2 - перемещение сопряженных блоков в кристалле полевого шпата по трещинам скалывания с перетиранием боковых стенок из субвулканических гранитов Омсукчанского интрузива. Увел. 70, с анализатором

3 - субпараллельные трещины скалывания в порфириновых вкрапленниках полевого шпата из гранитов интрузива Некс. Увел. 30, с анализатором

4 - трещина отрыва в полевом шпате, выполненная серицитом в гранитах из Эррутского интрузива. Увел. 70, с анализатором

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
1. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ УПРУГИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД	5
2. ЗАВИСИМОСТЬ УПРУГИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД ОТ ИХ МИ- НЕРАЛЬНОГО СОСТАВА И ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ	7
Скорости распространения упругих волн в массивах горных пород	14
Анизотропия упругих свойств горных пород	18
Анизотропия упругих свойств в атмосферных условиях на приме- мере карбонатных пород	~
Влияние одноосного сжатия на анизотропию упругих свойств	26
Влияние всестороннего давления на анизотропию упругих свойств	30
Анализ структур	34
Влияние условий формирования на физико-механические свойства гранитоидов	48
3. ТРЕЩИНООБРАЗОВАНИЕ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ	62
Образование трещинных структур в кристаллических породах при не- равномерном сжатии	63
Изменение физических характеристик в процессе разрушения по- род	68
Влияние контакта на трещинообразование и разрушение пород	70
Изменение пористости при деформации пород	74
Образование трещин под воздействием квазисвесторонних давлений и температур	79
Особенности образования и развития трещин под напряжением	86
4. РОЛЬ УПРУГИХ И ДЕФОРМАЦИОННЫХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД В ПРОЦЕССАХ РУДОГЕНЕЗА	89
Изменение пористости при окварцевании магматических пород	-
Петрофизические особенности условия формирования оловоносных гранитоидов различных фаций глубинности	95
Петрофизические свойства гранитоидов	98
Реконструкция тектонических условий по петрофизическим свойст- вам	104
Связь оловянного оруденения с фациями глубинности рудонос- ных гранитоидов	106
Локализация оловянного оруденения в вулканогенных образова- ниях	108

Значение пористости в локализации полиметаллического оруденения в вулканогенно-осадочных образованиях	113
Влияние пористости на формирование железорудного оруденения в скарнах	121
Тектоно-магматический и структурно-деформационный контроль гидротермальных месторождений	133
5. ДЕФОРМАЦИЯ ПОРОД КАК ПРИЧИНА ДВИЖЕНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ	140
Заключение	154
Литература	159

ИБ № 7133

Подписано к печати 30.12.77

Т — 18692

Усл.печ.л. 11,0+0,2 вкл.

Уч.-изд.л. 11,6

Формат 60 x 90 1/16

Бумага офсетная № 1

Тираж 1100 экз. Тип. зак. 826.

Цена 1р.70к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука",

117485, Москва, В-485,

Профсоюзная ул., 94^а

1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 р. 70 к.

2562