М. Я. КАЦ

АНАЛИЗ ГЕТЕРОГЕННОСТИ МИНЕРАЛОВ



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

АКАДЕМИЯ НАУК СССР ордена трудового красного знамени геологический институт

М. Я. КАЦ

АНАЛИЗ ГЕТЕРОГЕННОСТИ МИНЕРАЛОВ

Труды, вып. 306



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» Москва 1977

Academy of Sciences of the USSR

Order of the Red Banner of Labor Geological Institute

M.Ya. Katz

ANALYSIS OF HETEROGENEITY OF MINERALS

Transactions, vol. 306

Анализ гетерогенности минералов. Кац М.Я. Труды ГИН, вып. 306. "Наука", 1977.

Монография посвящена количественному анализу гетерогенности минералов. Описаны разработанные приборы и техника эксперимента (градиентные трубки, метод страт, реперы плотности, электромагнитный изодинамический сепаратор минералов). Новым подходом к исследованию минералов установлены: типоморфные особенности кварца кристаллических пород по плотностным свойствам и включениям, основные закономерности вызревания кварца при разрушении, дополнительный критерий для палеогеографических реконструкций (по плотностным свойствам терригенного кварца), перспективность исследования генезиса глауконита и определония его К-Аг возраста с учетом гетерогенности минерала и др. Количественный анализ гетерогенности минералов является новым направлением в исследованиях однородности и неоднородности минералов. Табл. 30. Илл. 59. Библ. 185 назв.

Редакционная коллегия:

академик А.В. Пейве (главный редактор), В.Г. Гербова, В.А. Крашенинников, П.П. Тимофеев

> Ответственный редактор доктор геол.-мин. наук В.Д. Шутов

> > Editorial board:

Academician A.V. Peive (Editor-in-Chief), V.G. Gerbova, V.A. Krasheninnikov, P.P. Timofeev

> Responsible editor: Doct. Geol.-Min. Sci. V.D. Shutov

 $K \frac{20805 - 488}{055(02) - 77} \ 208 - 77$

© Издательство "Наука", 1977 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

К настоящему времени получена большая очень ценная информация о неоднородности отдельных зерен минералов. В разных зернах мономинерального образца могут быть различные нарушения однородности. Совершенно очевидно, что вероятность проявления той или иной неоднородности в зернах исследуемого минерала должна быть различной в породах разного генезиса. Однако этот вопрос, как правило, выпадал из поля зрения исследователей. Чтобы это учесть, мономинеральные образцы надо, так сказать, "рассеивать" в узких пределах рабочего параметра, чтобы в каждой фракции собирались зерна с близкими нарушениями однородности. Зная гистограмму распределения по этому параметру и характер нарушения однородности зерен в каждой фракции, можно проводить количественный анализ гетерогенности минералов. Это новое направление в исследованиях однородности и неоднородности минералов при детальном анализе вещественного состава горных пород. Количественный анализ гетерогенности минералов успешно используется при характеристике разных геологических процессов: седиментогенеза, диагенеза, эпигенетических преобразований и др.

До сих пор не было необходимой для этого техники эксперимента Дальнейшее совершенствование современных методов наблюдения неоднородности отдельных зерен минерала пока в должной мере не помогает решению такой задачи. Нужна другая, более совершенная техника "разделения минералов", позволяющая делить зерна одного и того же минерала с малой разницей физических и химических свойств. Точнее, нужна новая техника эксперимента для выделения из мономинеральных образцов фракций с различными нарушениями однородности минерала. Исследуя современными методами не мономинеральные образцы, слагающие породу, а разные фракции зерен из них с близкими нарушениями однородности, можно получать существенную генетическую информацию, более полно и с большей надежностью анализировать и вариации нарушений однородности отдельных зерен минерала, и общую картину гетерогенности минерала, и физико-химические параметры всей совокупности зерен данного минерала в исследуемой породе. Это во многих случаях позволяет по-новому подойти к решению задач в тех разделах геологии, где важную роль играет детальное исследование вещественного состава горных пород.

К решению поставленной новой задачи разделения можно подойти разными путями. В основе каждого метода сепарации лежит определенный физический или химический параметр: плотность, магнитная восприимчивость, диэлектрическая проницаемость, электропроводность, растворимость, механическая разрушаемость, степень изометричности зерен, размер зерен и т.п. Необходимо было выбрать такой параметр, который удовлетворял бы определенным требованиям. Перечислим основные из них: 1) значение параметра должно определяться макроскопическими (объемными) свойствами каждого зерна минерала; 2) параметр должен быть структурно чувствительным (в том числе и к нарушениям однородности минерала); 3) погрешность измерения данного параметра для отдельных зерен минерала должна быть во много раз меньше разброса зерен мономинерального образца по этому параметру; 4) перспективность массового исследования минералов по данному параметру. Изучение литературных данных о физических и химических свойствах и техники разделения минералов и учет опыта работы лаборатории генетической минералогии ГИН АН СССР при исследовании минералов в гравитационном и магнитном полях показали, что перечисленным требованиям больше всего удовлетворяет плотность (при исследовании минералов с размером зерен ≥ 50 мк). Только дальнейшие исследования гетерогенности минералов в разных лабораториях покажут, в какой степени наш выбор был правильным и какова перспектива использования в этих целях параметров минералов. Нет никакого сомнения, что исследования такого типа заслуживают большого внимания.

В настоящей работе фракции зерен определенного минерала с различными нарушениями однородности выделялись из исходных образцов с помощью разработанных приборов и техники эксперимента для исследования минералов в гравитационном градиентном поле, а в ряде случаев и в магнитном изодинамическом поле. Далее физическими и химическими методами исследовались выделенные фракции с зернами разных типов (с разными нарушениями однородности). Этим путем количественно проанализирована гетерогенность минералов из пород разного генезиса, что позволило в ряде случаев выявить типоморфные особенности, стадийность образования, вторичные изменения минералов и т.п.

Материал в работе расположен следующим образом.

В І главе детально обосновываются актуальность и перспективность количественного анализа гетерогенности минералов и излагаются общие принципы нового направления в исследованиях вещественного состава горных пород. Рассмотрены новые критерии оценок, необходимых для таких исследований приборов, которые должны быть одновременно наиболее перспективными и для выделения из пород мономинеральных или обогащенных фракций.

Во II главе описаны разработанные приборы и техника эксперимента, необходимые для проведения количественного анализа гетерогенности минералов: 1) основы работы гравитационных градиентных трубок разных конструкций, предназначенных для решения различных задач; 2) основы метода колонок со ступенчатым изменением плотности жидкости, приспособленность их конструкций к решению различных задач; 3) необходимые конструкции, калибровка и комплектность реперов плотности в зависимости от свойств исследуемого минерала и поставленной задачи; 4) физические основы электромагнитного изодинамического сепаратора минералов.

Поскольку эти методы уже широко используются в геолого-минералогических лабораториях и, видимо, в дальнейшем будут совершенствоваться, в работе уделено большое внимание многим разработанным в нашей лаборатории в последнее время деталям техники эксперимента. Они посвящены в основном расширению круга задач, решаемых путем количественного анализа гетерогенности минералов; физическому обоснованию усовершенствования приборов или техники эксперимента исходя из анализа происходящих при этом процессов; выявлению источников погрешностей и увеличению точности экспериментов; увеличению производительности труда при таких исследованиях; разработке методов количественного анализа гетерогенности более тонких классов минералов и т.п.

Третья глава посвящена работам, в которых использован новый подход к исследованию минералов: путем количественного анализа гетерогенности минералов (с выявлением вероятности проявления в мономинеральном образце данного генезиса зерен со специфическими нарушениями однородности) получалась информация, которая позволила по-новому подойти к решению ряда вопросов литологии и минералогии. Перечислим основные из этих работ.

Выявлены типоморфные особенности кварца кристаллических горных пород по плотностным свойствам и включениям. Из результатов анализа эталонной коллекции образцов разного генезиса рассчитаны доверительные границы плотностных свойств кварца данного генезиса и показано, что они, как правило, не перекрываются и являются надежными типоморфными особенностями кварца. Исследована связь между наличием включений в зернах кварца и их плотностными свойствами. Статистический анализ включений в зернах кварца проведен специально разработанным полуколичественным методом. Выявлены типоморфные особенности кварца по включениям минералообразующей среды и по сумме всех более тяжелых, чем кварц, включений.

Исследована эволюция плотностных свойств кварцевого песка в процессе его вызревания при разрушении. Этот процесс имеет общепланетарный характер. Методами экспериментального и математического моделирования проанализирован механизм процесса на примерах как простейших актов разрушения кварцевого песка в узких пределах размеров и плотности, так и разрушения природного кварцевого песка.

На основе типоморфных особенностей кварца кристаллических горных пород и закономерностей вызревания кварцевого песка при разрушении установлены физические основы нового, дополнительного критерия для палеогеографических реконструкций по терригенному кварцу. Как нами, так и сотрудниками других организаций показано, что этот критерий наряду с другими может быть успешно использован, в частности, для определения источников сноса.

Гетерогенность образцов кварца в зернах анализировалась с помощью гравитационной градиентной трубки и световой микроскопии.

Проведен количественный анализ гетерогенности глобулярного глауконита в связи с выявлением стадийности его формирования и направленности постседиментационного изменения. Для получения глобуль разных типов из образцов использовались электромагнитный изодинамический сепаратор и колонка со ступенчатым изменением плотности жидкости. Кристаллохимический анализ гетерогенности глобуль из пород разного возраста позволил выявить процесс, обусловливающий "омоложение" глауконита древних толщ, а также пути более точного определения К-Аг возраста глауконита с учетом гетерогенности минерала и его постседиментационного изменения. Показана также необходимость учета гетерогенности чешуек биотита древней толщи при определении К-Аг возраста.

На всех этапах работы автор находился в тесном научном контакте с А.Г. Коссовской, В.Д. Шутовым, В.А. Дрицем и В.И. Муравьевым, оказавшими автору большую помощь в работе. В обсуждении результатов экспериментов автор пользовался советами и замечаниями П.П. Тимофеева, И.В. Хворовой, Б.М. Келлера и др. В проведении экспериментов по отдельным разделам принимали участие И.М. Симанович, Л.Л. Шанин, М.М. Аракелянц, А.А. Рассказов, Е.Ф. Долгопольская, А.Л. Соколова и др. В конструировании и изготовлении новых приборов активное участие принимал В.В. Баранов. В проведении экспериментов и особенно в оформлении всей работы помогала Т.Г. Фалькенгоф. В подготовке рукописи к печати большую помощь оказала автору Л.А. Минц. Пользуюсь случаем выразить свою искреннюю признательность товарищам по работе.

ГЕТЕРОГЕННОСТЬ МИНЕРАЛОВ, НОВЫЙ ПОДХОД К ИХ ИССЛЕДОВАНИЮ

Информацию о вещественном составе зернистых образцов горных пород получают при исследовании физическими и химическими методами либо породы, либо слагающих ее минералов, выделяемых из породы в лучшем случае в виде мономинеральных образцов, либо отдельных зерен минерала. Оперируя средними параметрами для мономинеральных образцов, исследователь, естественно, предполагает, что разные зерна образца имеют идентичные физические и химические свойства. Эта как будто сама собой разумеющаяся предпосылка оказалась не вполне правильной. Качественно это отмечалось и ранее в связи с изучением неоднородностей отдельных зерен минерала из данной породы. Однако количественно вариации нарушений однородности в разных зернах минерала, систематически подобранных из данной породы, как правило, не анализировались. Это обусловлено было тем, что до сих пор не было необходимой техники эксперимента для извлечения из породы фракций зерен с характерными нарушениями однородности минерала. Исследованиями как каркасных минералов, так и слоистых силикатов установлено, что практически в каждом природном мономинеральном образце имеются определенные количественные соотношения между некоторыми типами зерен с различными нарушениями однородности, минералогические, физические и химические свойства которых не идентичны. Иными словами, можно утверждать, что относительно физических и химических свойств мономинеральные образцы гетерогенны.

Но не противоречиво ли понятие "гетерогенность мономинеральных образцов"? Какие образцы, строго говоря, следует считать мономинеральными, гетерогенными? Имеются ли в природе строго мономинеральные образцы? Литологи и минералоги считают, что исследуют мономинеральные образцы, если в них собраны зерна одного минерала из данной породы. Не могут ли быть такие образцы многофазными, гетерогенными? Какими процессами в земной коре это обусловлено? Если они гетерогенны, состоят из зерен разных типов, то, исследуя физическими и химическими методами не образцы в целом, а зерна разных типов из них, можно, по-видимому, получить существенно большую информацию. На каких приборах, при какой технике эксперимента можно проводить такие исследования? При решении каких минералогических или литологических задач количественный анализ гетерогенности минералов может оказаться перспективным? Есть ли такие процессы в земной коре, которые затруднительно, по существу невозможно исследовать без детального количественного анализа гетерогенности минералов?

Мономинеральность и гетерогенность образцов. Вопросам однородности и неоднородности минералов, а также процессам, которые их обусловливают, в последние годы уделялось большое внимание (Грицаенко, 1971; Звягин, Чухров, 1971; Чухров, 1971). Имеющийся экспериментальный материал, полученный во многих лабораториях с помощью современных методов исследования (электронной и растровой микроскопии, электронного микрозондирования, рентгеноструктурного и электронно-графического анализов, инфракрасной спектроскопии и др.), детально проанализирован и приведен в книге "Вопросы однородности и неоднородности минералов" (1971). Этот фундаментальный труд, включающий и подробные обзоры, и описания тонких оригинальных экспериментов, подтверждает, что до сих пор, как правило, анализировалась неоднородность отдельных, по существу случайных, зерен минералов, но должного внимания вероятности проявления той или иной неоднородности в разных зернах данного минерала исследуемой породы не уделялось.

В минеральных индивидах выявляются структурная и неструктурная неоднородности. По Ф.В. Чухрову, "под структурной или кристаллохимической однородностью понимается полное тождество деталей структуры минерала во всех частях нацело сложенного им индивида... Под неструктурной однородностью минерала понимается отсутствие различия в строении и составе разных частей минерального индивида. Так как минимальный размер частей минерального индивида, однородность которых может быть проверена, зависит от применяемых методов, то можно говорить об однородности, определяемой невооруженным глазом, в световом микроскопе, в электронном микроскопе, в микрозонде" (Чухров, 1971, с. 5). В природе нет идеально однородных минералов. В минералах всегда проявляется неоднородность. Конкретные формы нарушений однородности минералов и вероятность их проявления зависят от особенностей кристаллических структур, условий образования этих минералов и последующих внешних воздействий на них. В частности, вторичные изменения однородности минерала в земной коре могут быть обусловлены изменением температуры и давления, сдвиговыми деформациями, механическими и химическими разрушениями, изменением химического состава термальных вод, радиоактивным облучением и т.п.

Нарушения структурной однородности могут быть вызваны вариациями химического состава элементарных ячеек (изоморфные замещения), вакансиями или внедрениями атомов в структуру минерала, дислокациями, мозаичностью и доменной структурой кристаллов, эпитаксическими срастаниями и т.п. Специфические нарушения однородности слоистых силикатов обусловлены тем, что силы связи между слоями значительно слабее, чем между атомами внутри слоя. Слои могут рассматриваться как некоторые автономные единицы. Нарушения однородности структур могут происходить за счет вариации однородности слоев. "Подобные вариации могут касаться химического состава слоев (послойный изоморфизм), относительных смещений и ориентировок слоев (нарушения строгой периодичности, политипия), строения отдельных слоев и межслоевых зон (смешанослойность, синтактические срастания)" (Звягин, Чухров, 1971, с. 17). Нарушения неструктурной однородности минерала могут быть вызваны неоднородностями строения и неоднородностями состава. В частности, возникновением блокового строения монокристаллов, двойниками, образованием полых каналов, возникновением трещинок и т.п. Неоднородности состава минерала могут быть вызваны неодинаковым химическим составом различных частей одного и того же монокристалла, включениями минералообразующей среды и ранее кристаллизовавшихся минералов в виде незакономерных включений или синтактических включений и т.п.

Ф.В. Чухров справедливо отмечает: "Современный период развития минералогии характеризуется значительными успехами в познании однородности минералов". Однако в заключение он подчеркивает: "До сих пор изменение состава минералов в пределах монокристальных выделений изучалось на единичных и случайных образцах. Представляет большой интерес определение вариаций состава отдельных зон кристаллических индивидов различной величины, систематически подобранных в минеральных телах" (Чухров, 1971, с. 13).

Действительно, в проблеме однородности и неоднородности минералов кроме раздела, посвященного неоднородности минеральных индивидов (отдельных зерен минералов), должен быть разработан раздел, посвященный неоднородности мономинеральных образцов. Он отличается от первого и по существу наблюдаемых явлений, и методами исследования этих явлений, и целым рядом задач, которые можно решить, исследуя неоднородность отдельных зерен минералов или проводя количественный анализ неоднородности мономинеральных образцов. Следует подчеркнуть, что развитие представлений о вероятности проявления тех или иных неоднородностей минералов и об условиях их возникновения, а также усовершенствование методов обогащения зависят от успехов в познании не только неоднородности отдельных зерен минералов, но в большой степени и от количественной неоднородности мономинеральных образцов.

Вопросам неоднородности мономинеральных образцов за последние годы на должном уровне уделялось внимание практически лиць в нашей стране. Несерийные приборы, необходимые для их изучения, и техника эксперимента для решения разных задач вначале разрабатывались и применялись в основном в лаборатории генетической минералогии ГИН АН СССР, а в настоящее время — также в других институтах.

Мономинерала, находящихся в ограниченном объеме исследуемой породы независимо от наличия в них нарушений как структурной, так и неструктурной однородности (в том числе и включений других фаз). Мономинеральные образцы должны отражать свойства минералов, реально слагающих породу. Именно в этом смысле мы будем в дальнейшем использовать понятие "мономинеральность".

Гетерогенным и будем считать мономинеральные образцы, зерна которых имеют неидентичные нарушения однородности: нарушения структурной и (или) неструктурной однородности; концентрации данного нарушения однородности и т.п. Соответственно в гетерогенных образцах зерна должны иметь неидентичные минералогические, физические и химические свойства.

Практически все природные мономинеральные образцы гетерогенны. Подчеркнем еще, что гетерогенность природных образцов минералов обусловлена процессами, протекающими в течение геологических периодов времени, и проявляется даже в очень ограниченных пространствах порядка размеров исследуемых образцов горных пород. Гетерогенные образцы могут содержать в принципе и зерна без нарушений однородности минерала, и зерна лишь с идентичными нарушениями однородности, но с различными концентрациями их, и зерна с различными нарушениями однородности и т.п. Для общности определений подчеркнем, что под гомогенными будем понимать мономинеральные образцы, зерна которых имеют идентичные нарушения однородности. Специфические различия сущности неоднородности отдельных зерен минералов и неоднородности мономинеральных образцов дают основания для использования понятия "гетерогенность мономинеральных образцов" или "гетерогенность минералов" в отличие от понятия "неоднородность отдельных индивидов минерала".

Рассчитывая гистограмму распределения зерен мономинерального образца по параметру, чувствительному к данным нарушениям однородности минерала, и анализируя общепринятыми методами разные фракции, выделенные по этому параметру, можно выявлять не только качественные, но и количественные различия нарушений однородности в разных зернах исследуемого минерала. Опыт работы с зернистыми образцами кварца, глауконита, биотита и других минералов убедительно показал, что наиболее полную, количественную информацию о гетерогенности минерала можно получить при исследовании физическими и химическими методами не мономинерального образца в целом, а слагающих его зерен разных типов, обладающих различными нарушениями однородности.

Развитие техники эксперимента к настоящему времени оказалось таким, что массовое выделение зерен разных типов из мономинеральных образцов наиболее перспективно может быть выполнено для сравнительно крупных фракций ≥ 0.05 мм методами гравитационного градиентного поля. Причем пока это удавалось сделать лишь для таких общих различий нарушений однородности в отдельных зернах минерала, которые приводили к изменению их плотности более чем на 0,001 г/см³. Подчеркнем, что в этих экспериментах мы имеем дело не с плотностью минерала идеальной структуры, а с плотностью реальных зерен со всеми присущими им нарушениями однородности.

При исследовании зернистых образцов кварца разного генезиса такая точность разделения оказалась достаточной для количественного анализа нарушений неструктурной однородности разных зерен, обусловленных в основном включениями минералообразующей среды и других более ранних минералов. Анализы более тонких нарушений однородности минерала (изоморфные замещения, полые каналы, блочность, двойники, каемки регенерации и др.) требуют более точных методов разделения и поэтому, как правило, нами не проводились. Соответственно контроль за различиями нарушений однородности зерен кварца осуществлялся в основном на уровне световой микроскопии. По-видимому, такая точность разделения в ряде случаев будет достаточна для анализа различий в нарушениях однородности указанного типа в разных зернах мономинеральных образцов и других каркасных минералов.

При исследовании образцов глобулярного глауконита такая точность разделения оказалась достаточной для количественного анализа различий неоднородности минерала в разных глобулях образца, вызванных разницей в содержании монтмориллонита и промежуточных образований смещанослойной структуры, содержании калия в межслоевых промежутках, железистости октаэдров и степени замещения Si на Al в тетраэдрах структуры глауконита. При исследовании биотита древней толщи такая точность разделения оказалась достаточной для анализа различий в неоднородности структуры разных чешуек биотита, вызванных разной степенью его хлоритизации. Анализ неоднородности глобуль глауконита и чешуек биотита осуществлялся методами световой микроскопии и кристаллохимии. По-видимому, такая точность разделения в ряде случаев будет достаточна для количественного анализа различий аналогичных неоднородностей разных зерен минерала и некоторых других слоистых силикатов.

Подчеркнем, что методы гравитационного градиентного поля позволяют в принципе и более точное разделение по плотности (~ 0,0001 г/см³). Нет сомнений в том, что более точными методами удастся выделять из мономинеральных образцов в разные фракции разные типы зерен, которые отличаются более тонкими деталями нарушений однородности минерала. Трудно переоценить важность дальнейшего совершенствования метода для более точного анализа гетерогенности минералов.

Если обратиться к реальной действительности, то окажется¹, что подавляющее большинство зернистых фракций данного минерала, выделяемых из образцов горных пород общепринятыми, широко распространенными методами (дроблением, ситованием, отмучиванием, сепарацией в электрических и магнитных полях, в центрифутах, в тяжелых жидкостях, дифференциальным растворением или механическим разрушением, флотацией, по изометричности или пластинчатости зерен и т.п.) попадает на специализированные физические и химические анализы, как правило, немономинеральными, неоднофазными и всегда гетерогенными.

Например, каждый образец кварца в зернах из кристаллических горных пород или осадочных пород, в котором нет зерен других минералов, не будет однофазным: хорошо известно, что в зернах кварца имеются как газово-жидкие включения минералообразующей среды, так и включения других минералов. Однако среди литологов и минералогов общепринято считать образцы мономинеральными, если микроскопический анализ показывает, что среди зерен исследуемого минерала нет зерен других минералов, а присутствуют в них только небольшие минеральные включения.

Подчеркнем одну очень важную деталь. Достаточно точный анализ включений других фаз в исследуемых зернах затруднительно выполнить на исходном мономинеральном образце: часто в образце много тысяч зерен и отдельные их типы с характерными для данного образца включениями составляют < 1%. Однако после детального разделения образца на плотностные фракции оказывается, что каждый из разных типов зерен с характерными нарушениями однородности концентрируется, как правило, в одной двух фракциях и в них данный тип зерен может составлять уже 10% и более. В большинстве случаев невозможно выделить из исходного образца отдельно основную фазу (например, кварц) и (или) каждую из фаз, обнаруженную в виде включений в зернах основной фазы, для независимого последующего анализа. Например, газово-жидкую минералообразующую среду из включений в зернах кварца можно выделить отдельно, а включения других минералов

Для простоты мы предполагаем, что исходные смеси состоят лишь из зерен нескольких минералов, что в них нет ни сростков, ни обломков породы.

из большого количества зерен в мономинеральном образце выделяются лишь вместе с зернами кварца. Предварительное дробление исходного образца также не приведет к цели: размеры включений могут быть настолько малы, что последующее отделение разных фаз друг от друга окажется трудновыполнимой задачей. Такой путь существенно более трудоемкий, и он, по-видимому, не увеличит, а уменьшит информацию, которую можно получить от исходных образцов кварца, например, терригенных пород, если предварительно их делить на фракции с зернами разных типов (с характерными включениями других фаз), а затем подвергать специализированным анализам каждую фракцию.

Исследования глауконита разного возраста показали, что совокупность глобуль из данной породы, как правило, также является неоднофазной: глобули разной плотности имеют, в частности, различные содержания монтмориллонита и (или) промежуточных фаз со смешанослойной структурой. И в данном случае степень совершенства техники эксперимента не позволяет выделять из таких образцов разные фазы для раздельного анализа. Такой путь, неизбежно связанный с тонким дроблением глобуль, также привел бы к уменьшению получаемой информации. Кроме того, исследованию глауконита посвящено много работ. Они выполнялись на образцах, которые также, вероятно, были многофазными, гетерогенными. Всегда стремятся работать с наиболее чистыми, однофазными образцами. Однако общепринятыми методами контроля при предварительной подготовке исходных образцов к исследованию (включая световую микроскопию и рентгеноструктурный анализ) часто затруднительно количественно оценить содержание в глобулях, в частности, монтмориллонита и (или) промежуточных фаз смещанослойной структуры. Но после разделения исходного образца на плотностные фракции с разными типами глобуль можно проще и точнее выявить общую картину гетерогенности исходного образца. Мы отдаем себе отчет в том, что глауконит отличается от многих других слоистых силикатов значительным разнообразием химического состава и соответственно меньшим совершенством структуры. В биотите, по которому распространен процесс хлоритизации, также имеются две фазы. Рентгеноструктурный анализ гетерогенности минерала показал, что лиць фракции с определенной плотностью состоят из чешуек практически чистого биотита, остальные же с другой плотностью параллельно с ее изменением содержат закономерно изменяющиеся концентрации хлорита. В принципе такая картина может наблюдаться и в других слоистых силикатах, в особенности из пород, в которых идут процессы перекристаллизации минералов, приводящие к образованию новых фаз, иногда обладающих промежуточными смешанослойными структурами.

Остановимся кратко на некоторых принципиальных вопросах технической оснащенности лабораторий с точки зрения нового подхода к анализу минералов.

Гетерогенность минералов обусловливает, что физико-химические свойства их должны характеризоваться не значениями тех или иных параметров (как в случае идеальных, однородных кристаллов), а гистограммами распределения зерен образца по каждому из параметров. В принципе это следует из ряда фундаментальных работ в разных областях минералогии (Франк-Каменецкий, 1964; Звягин, Чухров, 1971: Чухров, 1971; Ермаков, 1972; Ляхович, 1972б и др.), а также из многих сводок физических свойств минералов, в которых, как правило, приводят пределы изменения каждого параметра минерала из пород разного генезиса на основе измерений его средних значений для мономинеральных образцов (Трёгер, 1958; Кобранова, 1962; Дир и др., 1966; Справочник, 1969; Андрес, 1972; Горбатов, 1972; Ильинский, 1975; и др.). По мере развития техники эксперимента для анализа гетерогенности минералов наиболее полные такого типа сводки будут, вероятно, содержать и гистограммы распределения зерен мономинеральных образцов разного генезиса по рассматриваемому параметру. Это явление хорошо известно из прямых измерений плотности, термоэлектродвижущей силы, диэлектрической проницаемости, магнитной восприимчивости минералов, приводимых в оригинальных работах. По-видимому, это справедливо и в отношении других параметров минералов (Tille, Kırkpatrick, 1955; Ishard, 1957; Flinter, 1959; Кац, 1962а-в; Коссовская и др., 1962: Кац, Шутов, 1963: Рожкова и др., 1963: Гусева и др., 1964; Рожкова и

др., 1964; Кац, 1966б; Кац, Муравьев, 1966; Рожкова, Горбатов, 1966; Полканов, Кашкаров, 1966; Кац, Каждан, 1967; Щербак и др., 1969; Кац и др., 1971; Коссовская, Дриц, 1971; Кац, Симанович, 1974; Шутов и др., 1975; и др.).

Попготовка образцов минералов к специализированным исследованиям содержит, как правило, один обязательный элемент – выделение образца из породы. Физические и химические свойства минералов зависят от их структуры, химического состава и комплекса всех особенностей, обусловливающих гетерогенность минералов. Соответственно разные минералы, слагающие породу, могут иметь различные гистограммы распределения зерен по данному параметру. Их гистограммы либо не перекрываются, либо перекрываются (полностью или частично). На сепараторах, в основе работы которых лежит данный параметр, в первом случае минералы можно разделить, а во втором -- невозможно, но часто можно в той или иной степени обогатить каждый из компонентов. Бывает и так, что для разделения минералов необходимо использовать другой сепаратор, в основе работы которого лежит такой параметр, по которому гистограммы распределения зерен компонентов смеси не перекрываются. В лабораториях, где занимаются разделением минералов, хорощо известно, что выделить из породы достаточно чистый образец часто бывает очень трудно. Для выделения используют разные методы сепарации (см., например: Бонштедт-Куплетская, 1951; Чуева, 1954; Бергер, Ефимов, 1961; Никитин, Козлова, 1963; Рожкова и др., 1964; Баранов и др., 1966; Ляхович, 1966; Берлинский, Шепелева, 1967; Зеленко, 1968; Козлова, Никитин, 1968; Никитин, 1968; Шепелева и др., 1968; Берлинский, 1969; Берлинский и др., 1969; Разумная, Ерщова, 1969; Пиккат-Ордынская, Котт, 1970; Пиккат-Ордынская и др., 1970; Шепелева и др., 1970; Ляхович, 1972; и др.)¹.

Есть еще один важный момент подготовки мономинерального образца к исследованию. В литературе неоднократно подчеркивалось, что анализируемые образцы пород должны быть достаточно представительны для региона, для пород данного генезиса и т.п. Уместно поставить вопрос, являются ли достаточно представительными мономинеральные образцы, выделяемые из породы при применении современной техники сепарации?

Известно, что по каждому параметру, на основе которого работают сепараторы, минералы характеризуются гистограммой распределения, что при любом методе сепарации довольно большой процент выделяемого минерала остается в отвалах. В этих условиях нет никакой гарантии, что выделяемые мономинеральные образцы являются достаточно представительными. Например, в выделяемый образец могут не попасть те типы зерен, которые оказываются на "крыльях" гистограммы распределения зерен по данному параметру (без должного контроля они могут "срезаться"). Как предотвратить эту широко распространенную ошибку, из-за которой, по-видимому, часто теряется ценная информация, мы обсудим ниже. А сейчас проиллюстрируем важность учета этого явления на простом примере.

Предположим, из смеси, содержащей зерна кварца, альбита и глауконита, необходимо выделить мономинеральный образец кварца. Если это решено сделать методом гравитационного градиентного поля, то из смеси можно выделить зерна в заданном интервале плотности (например, < 2,66, или 2,64–2,66, или 2,645–2,650 г/см³ и т.п.). Как правило, фракция 2,64–2,66 г/см³ действительно будет состоять в основном из зерен кварца, но там могут оказаться и зерна альбита и глауконита. А во фракциях < 2,64 и > 2,66 г/см³ может оказаться еще большой процент зерен кварца, но соответственно с более легкими или более тяжелыми, чем кварц, включениями. Увеличение пределов плотности не улучшает чистоты получаемого мономинерального образца: плотностная фракция в пределах 2,60–2,67 г/см³ может содержать еще больший процент примесей других минералов. Уменьшение пределов плотности не приводит к цели: плотностная фракция в пределах 2,645–2,650 г/см³ иногда может также содержать примесь других минералов. Но главное, в подавляющем числе случаев она будет представлять уже не весь

¹ Вопрос о наиболее рациональных методах выделения того или иного мономинерального образца из конкретной смеси выходит за рамки настоящей работы.

кварц данной породы, а лишь зерна некоторых его типов; зерен кварца остальных типов, присутствующих в данной породе, в этой плотностной фракции совсем не будет. Аналогичная картина наблюдается при выделении по плотности мономинеральных образцов полевых шпатов, глауконита, биотита и некоторых других минералов. По-видимому, в принципе аналогичная картина часто будет наблюдаться при выделении мономинеральных образцов и другими методами сепарации. Причем если в используемом методе нет контроля за пределами рабочего параметра, в которых выделяется каждая фракция, то положение только ухудщается.

Для разделения минералов используют разные методы. В ряде случаев в зависимости от генезиса, состава минерала и метода разделения удается выделять из смеси в отдельные фракции не только практически весь мономинеральный образец, но также и зерна разных типов из минерала. Однако развитие техники эксперимента по разделению минералов к настоящему времени оказалось таким, что выделение зерен разных из мономинерального образца наиболее эффектипов осуществляется в гравитационном градиентном тивно поле. Новый подход к исследованию минералов COCTOтом, что минералогическими, физическими ИТ B И химическими методами анализируют не исходный моно. минеральный образец, а зерна разных типов, слагающие его. Используя экспериментальные данные, рассчитывают гистограмму распределения зерен исследуемого образца по рабочему параметру и получают данные о вероятности присутствия в нем зерен с характерными нарушениями однородности. В этом и состоит количественный анализ гетерогенности минералов.

Надо полагать, что зерна разных типов из мономинеральных образцов в дальнейшем удастся выделять с должной детальностью не только по плотности, но и по другим структурно-чувствительным параметрам. Совершенно очевидно, что в наиболее важных случаях анализ зерен разных типов из мономинеральных образцов, выделенных по разным параметрам физическими и химическими методами, может дать еще большую информацию, чем в случае выделения из них фракций только по плотности, как это сделано в настоящей работе. Однако все упирается в техническую оснащенность лабораторий.

Требования к технике разделения минералов должны быть существенно усилены. Сепараторы минералов должны выделять фракции зерен в достаточно узких интервалах значений параметра, по которому происходит деление. При этом одновременно следует измерять пределы значений параметра для зерен данной фракции, т.е. сепараторы должны выполнять одновременно и функции измерительного прибора. Большинство используемых в массовой работе сепараторов к настоящему времени в должной мере не отвечает этим требованиям. Существенно отличаются в этом отношении гравитационные градиентные трубки и колонки жидкостей со ступенчатым изменением плотности, работа которых контролируется комплектами калиброванных реперов плотности (см. главу II).

В связи с этим следует подчеркнуть, что в практике подготовки технических заданий на разработку и серийное изготовление сепараторов минералов и последующей оценки качества их работы часто допускались, по-видимому, существенные недостатки. Ранее главным критерием являлся ответ на вопрос: какие минералы из заданной исходной смеси можно выделять (или обогащать) на сепараторе? До сих пор именно минералогический критерий был, как правило, основой в практике работы над конструированием сепараторов. И это естественно при общей схеме исследований вещественного состава образцов горных пород: порода – мономинеральные фракции, слагающие породу.

Однако, во-первых, ответ на этот вопрос часто оказывается неоднозначным, так как значения данного параметра исследуемого минерала из пород разного генезиса, а также для зерен минерала разных типов из данной породы могут быть существенно различными (в широком интервале значений параметра). Это установлено прямыми экспериментами над кварцем, полевым шпатом, глауконитом, биотитом и другими минералами. Во-вторых, задачи "разделение минералов",

"выделение мономинеральных фракций", "обогащение данного минерала", в принципе не всегда можно решить, ибовиспользуемых в эксперименте приборах соответствующие гистограммы распределений могут перекрываться. Но если при конкретных исследованиях с какой то степенью приближения даже выделен мономинеральный образец, то при последующих специализированных анализах мы получим в лучшем случае среднее значение параметров для всего образца в целом. Опыт работы показал, что более перспективно ставить другую задачу: выделять из мономинеральных образцов зерна разных типов. Решение этой задачи, как правило, включает и решение указанных выше задач, но требует более точной сепарационной аппаратуры, в основе которой лежат не минералогические, а физические критерии. Действительно, к настоящему времени уже накоплен постаточно большой экспериментальный материал по физическим свойствам минералов, чтобы главным критерием в работе над сепараторами был ответ на вопрос: ³в каких пределах значений данного параметра (плотности, магнитной восприимчивости, диэлектрической проницаемости, электропроводности и т.п.) и с какой точностью можно разделить заданную исходную смесь минералов?" Такая задача технически конкретна и в принципе всегда может быть рещена, так как ее решение однозначно и, как правило, должно зависеть лишь от конструкции сепараторов, а не от физических и химических свойств минералов. При этом должны выявиться и наибольшие возможности выделения мономинеральных образцов, так как это достигается на данном приборе всегда тем эффективнее, чем с большей точностью можно выделять фракции из исходной смеси минералов в требуемых узких пределах значений рабочего параметра. Такая постановка вопроса может существенно улучшить работу над сепараторами и перспективна с точки зрения последующего использования приборов в геолого-минералогических исследованиях, с точки зрения анализа результатов измерений численных значений параметров минералов. Действительно, в этом случае сепаратор окажется одновременно и измерителем рабочего параметра минералов, т.е. даст возможность определять гистограмму распределений зерен по данному параметру (или вероятность проявления тех или иных неоднородностей в разных типах зерен мономинерального образца) и проводить статистический анализ результатов экспериментов с помощью ЭВМ, подготавливать разные фракции по данному параметру для других специализированных исследований и т.п., как это делается сейчас по плотности. По существу техническое решение вопроса такого типа об анализе гетерогенности минералов на основе определенного параметра позволяет наиболее перспективно рещать и вопросы разделения или обогащения минералов на основе того же параметра.

В нашей лаборатории исследованию в гравитационном градиентном поле подвергались породообразующие минералы как каркасного, так и слоистого (кварц, халцедон, полевой шпат, мусковит, биотит, глауконит и др.) строения. Указанные минералы принадлежали как кристаллическим породам, сформированным при высоких значениях P-T (кварц, полевые шпаты, биотит, мусковит, выделенные из гранитов, гнейсов и кристаллических сланцев), так и осадочным и (или) осадочнометагенезированным образованиям, в которых перечисленные минералы фигурировали в качестве терригенных компонентов (кварц, полевые шпаты, мусковит, биотит) либо в виде аутигенных образований (кварц, полевой шпат, мусковит, глауконит, агрегатные зерна халцедона и кварца в кремнистых породах и др.). Исследованию подвергались также синтетические алмазы. Общее число детально исследованных образцов минералов составило более 300. Во всех случаях установлена гетерогенность мономинеральных образцов, причем их плотностные свойства всегда характеризуются гистограммой распределения зерен по плотности. Наиболее детально исследовались кварц, глауконит и биотит.

Приводим общую схему подготовки и проведения каждого эксперимента. После дробления породы и разделения на ситах общепринятыми методами (магнитными и электрическими сепараторами, флотацией и т.п.) выделяют исследуемый минерал необходимой фракции по возможности в наиболее полном виде. В таком образце кроме зерен исследуемого минерала практически всегда оказываются и разные примеси (часто в больщом количестве): зерна других минералов, сростки, об-

ломки породы. Методом ступенчатого изменения плотности жидкости проводят предварительное, достаточно грубое (с шагом ~ 0,1 или ~ 0,05 г/см³) деление малой навески образца (<1 г) на фракции по плотности в определенном интервале в зависимости от исследуемого минерала (для глауконитов ~ 2,30-2,90, для цеолитов ~ 2,00-2,40, для синтетических алмазов ~3,30-4,00 г/см³ и т.п.). Анализируя полученные фракции необходимыми методами (световой микроскопией, рентгеноструктурным анализом и т.п.), определяют, в каких плотностных фракциях имеются зерна исследуемого минерала, в каких фракциях их больше всего. Это позволяет грубо определить, в какой области шкалы плотности лежит гистограмма распределения зерен исследуемого минерала, где находится ее максимум, в каких пределах плотности находится подавляющая часть зерен этого минерала и т.п. Далее оценивают, с каким шагом по плотности, а также с одинаковым или разным и в какой области шкалы плотности следует точно делить минерал для наиболее перспективного выделения и последующего анализа разных типов его зерен, ибо некоторые плотностные фракции при грубом делении могут совсем не содержать зерен исследуемого минерала. Затем определяют, из каких навесок и с помощью какой техники эксперимента — на гравитационной градиентной трубке, методом ступенчатого изменения плотности жидкости и реперами плотности, на электромагнитном изодинамическом сепараторе и т.п. - следует точно выделять из мономинерального образца зерна разных типов. При этом исходят из результатов его грубого анализа. Учитывают наличие конкретных примесей во фракциях в интересующей нас области шкалы плотности. Естественно, все определяется задачами исследования гетерогенности данного минерала и особенно теми методами анализа (световая микроскопия, микрохимия, спектральный анализ, рентгеноструктурный анализ, электронная микроскопия, микрозонд и т.п.), которыми предполагают воспользоваться при этом. Как правило, большинство фракций при точном делении (с шагом ~0,02, либо ~0,01, либо ~0,005 г/см³) оказываются достаточно чистыми (не содержат примесей) и практически пригодны для дальнейших анализов. Но может оказаться, что и при точном делении некоторые из фракций содержат зерна примесей. В ряде случаев наличие конкретных примесей не мещает анализу зерен исследуемого минерала (например, иногда в рентгеноструктурном анализе) или может быть учтено в дальнейшем. При анализе минералогических свойств зерен кварца в световом микроскопе можно определить процент зерен примесей – полевых шпатов, обломков породы и т.п. – в данной плотностной фракции, что очень важно при точном определении гистограммы распределения зерен кварца по плотности. Когда оставшиеся примеси мешают дальнейшему анализу зерен исследуемого минерала в узкой плотностной фракции (например, примеси ожелезненных зерен кварца или сростков с ними при микрохимическом анализе глауконита), их необходимо удалить. Однако сделать это можно лишь таким методом, в основе которого лежит уже не плотность, а другой параметр минерала, например магнитная восприимчивость. В частности, примеси ожелезненных зерен кварца и их сростки часто можно удалить из образца глауконита на электромагнитном изодинамическом сепараторе СИМ-1. Причем очистить от такого типа примесей глауконит в узкой плотностной фракции существенно легче, чем в исходном образце. Отметим еще, что по мере накопления опыта анализа гетерогенности данного минерала из пород разного генезиса часто отпадает необходимость грубого предварительного деления каждого образца. Детали методов анализа гетерогенности минералов приведены в главе II.

Совершенно очевидно, что характерные особенности включений в зернах кварца и других нарушений однородности минерала и соответственно плотностные свойства кварца должны зависеть от генезиса породы, в частности от значений температуры и давления при кристаллизации кварца из расплава или растворов, от химического состава последних, от степени синхронности образования других минералов в той же среде, от механических и химических разрушений в процессе седиментации в осадочных породах, от процессов вторичной перекристаллизации в метаморфических породах, от последующих механических нагрузок и сдвигов при тектонических явлениях и т.п. Детальный анализ плотностных свойств и включений в зернах кварца, извлеченных из пород разного генезиса, методами гравитационного гра-

диентного поля и методами микроскопии может дать совершенно новую информашию о минерале. Им можно выявить ряд типоморфных особенностей кварца кристаллических горных пород, физическую сущность и закономерности процесса вызревания кварца при разрушении в период седиментации, так как зерна с большими нарушениями однородности (с большими включениями минералообразующей среды и других минералов) могут иметь существенно большую механическую и химическую разрушаемость. Выявленные типоморфные особенности кварца кристаллических горных пород в совокупности с основными закономерностями вызревания кварца в осадочных породах при разрушении могут дать возможность обосновать новый, дополнительный критерий для палеогеографических реконструкций по плотностным свойствам терригенности кварца, в частности для определения источников сноса немых кварцевых осадочных толщ. Более того, если бы удалось выявить количественные закономерности вызревания кварца из пород разного генезиса в условиях разрушения, приближающихся к природным, то, вероятно, это позволило бы проводить математическое моделирование процесса образования осадочных, существенно кварцевых пород при заданных свойствах источников сноса или, наоборот, наряду с другими методами выяснить возможности решения обратной задачи - по свойствам кварца осадочной породы устанавливать характер пород в областях сноса и пространственную локализацию последних.

Однако такого типа полезную информацию о кварце разного генезиса можно получить лишь при количественном анализе гетерогенности минерала. Для этого разработана и успешно опробована разная техника эксперимента.

Метод ступенчатого изменения плотности жидкости позволяет выделять из глауконитовой породы глобули разного типа (с разным содержанием глауконита, монтмориллонита и промежуточных фаз со смешанослойными структурами), и поскольку известно, что многие слоистые силикаты при изменении температуры и (или) давления окружающей среды или химизма протекающих растворов могут претерпевать перекристаллизацию и превращение в другие фазы, то весьма интересно проводить количественный анализ их гетерогенности путем детального исследования общепринятыми методами зерен разных типов, слагающих образец.

Представляет интерес также выяснение, всегда ли правильно определять K-Ar возраст глауконита или биотита по мономинеральным образцам, как это делается до сих пор. Ведь сам процесс образования минерала и вторичные процессы перекристаллизации в эпигенезе могли идти неидентично в разных типах глобуль глауконита (или чешуек биотита) данной породы. Поэтому K-Ar возраст таких разных глобуль глауконита (или чешуйкам биотита) может оказаться различным. Имеются ли экспериментальные и геохимические основания утверждать, что K-Ar возраст древних толщ следует определять не по мономинеральным образцам глауконита (или чешуек биотита), а лишь по глобулям глауконита (или чещуек биотита) определенного типа, т.е. с учетом гетерогенности мономинеральных образцов?

В заключение подчеркнем два положения (Кац, 1975).

1. Наступил новый этап в исследованиях вещественного состава горных пород. До настоящего времени исследования идут по схеме: порода – мономинеральные фракции, слагающие породу, – отдельные зерна минерала. Установлено, что более перспективно эти исследования вести по схеме: порода – мономинеральные фракции, слагающие породу, – зерна разных типов, слагающие мономинеральные фракцию, – отдельные зерна минерала. Разработаны приборы и соответствующая техника эксперимента для проведения количественного анализа гетерогенности минералов. Это позволяет выявлять вероятность проявления в зернах исследуемого минерала определенной неоднородности и характеризовать свойства минералов (в частности, плотность) не одним усредненным параметром, а гистограммой распределения зерен минерала по данному параметру. Такие исследования дают существенно большую, часто принципиально новую генетическую информацию о минерале (глава II).

2. Результаты количественного анализа гетерогенности минералов позволяют в ряде случаев получать некоторые представления о неоднородности процессов минералообразования, что в свою очередь способствует более полной реконструкции условий формирования минералов и последующих процессов их преобразования (глава III).

ПРИБОРЫ И ТЕХНИКА ЭКСПЕРИМЕНТА

ПРИБОРЫ ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ ГРАДИЕНТА ПЛОТНОСТИ ЖИДКОСТИ

В нашей лаборатории разрабатывали и успешно использовали при решении задач литологии и генетической минералогии методы получения градиента плотности жидкости только за счет градиента температуры и с помощью реперов плотности. Для проведения исследований были сконструированы соответствующие оригинальные приборы. На этих методах мы в дальнейшем остановимся подробно (см. разделы "Гравитационные градиентные трубки" и "Колонки жидкости со ступенчатым изменением плотности"). В отношении других методов, которые не использовались в нашей лаборатории, мы ограничимся кратким обзором литературных данных.

КРАТКИЙ ЛИТЕРАТУРНЫЙ ОБЗОР

Впервые градиент плотности жидкости использовал Галилей в 1630 г. (Oster, Yamamoto, 1963). Наливая воду поверх концентрированного раствора соли и опуская в сосуд шарик смолы с плотностью, находящейся между значениями плотности для воды и раствора, он наблюдал устойчивое равновесие шарика на определенном уровне между жидкостями. Галилей отметил, что это, вероятно, может иметь некоторые практические применения в медицине. Действительно, указанный метод через 300 лет сыграл большую роль в экспериментальных работах по биофизике и биохимии. Работа Галилея была опубликована в 1665 г. после его смерти. Значительно позже – в основном за последние 40 лет – большое количество работ было посвящено как методам получения градиента плотности жидкости, так и его успешному использованию в различных областях естествознания (биологии, химии, физической химии, физике твердого тела, минералогии, литологии).

Известные к настоящему времени методы получения градиента плотности жидкости позволяют использовать в работе столб жидкости как с непрерывным, так и со ступенчатым изменением плотности в зависимости от цели исследования. Колонки жидкости с непрерывным изменением плотности получают за счет диффузии, с помощью смесителей, за счет градиента температуры и в силовом поле ультрацентрифут. Колонки жидкости со ступенчатым изменением плотности получают с помощью реперов плотности (см. обзоры: Oster, Yamamoto, 1963; Кац, 19666; Smale, 1968, 1970: см. также: Пелсмекерс, Амелинкс, 1961; Море, 1961; Кац, 1962в, 1972, 1973а,6; Анфимов, 1975).

Более 100 лет тому назад А. Фик экспериментально показал (см.: Боуэн, 1973), что если два резервуара, содержащие смешиваемые жидкости разной плотности (сверху – легкой, снизу – более тяжелой), соединены и жидкости могут взаимно диффундировать, то по истечении времени в трубке, соединяющей резервуары, установится градиент плотности между значениями плотности исходных жидкостей. Поэтому зерно твердого тела (или капля жидкости, не смешивающейся с рабочим раствором), помещенное в трубку с градиентом плотности жидкости, в пределах которого находится плотность зерна, может достигнуть своего уровня устойчивого равновесия, где плотность зерна равна плотности жидкости. В дальнейшем метод был успешно использован, в частности, в работах по анализу некоторых химических реакций, при изотопном анализе тяжелой воды и др. (Анфинсен, 1948; Hidt е.а., 1954). Анализ плотности капель жидкостей проводился и в предельном случае нулевого градиента плотности рабочей жидкости по скорости падения капель (Шатейнштейн и др., 1957; Киршенбаум, 1953). Детали различных приемов работы и техники эксперимента и анализ теоретических основ и области использования метода описаны в ряде обзоров (см., например: Oster, Yamamoto, 1963; Payne, Stephenson, 1964; Oster, 1965). Однако метод диффузии менее удобен, чем другие современные методы получения градиента плотности жидкости, и в настоящее время при массовой работе, как правило, не используется. Мы не рассматриваем технические недостатки этого метода. Отметим только, что для получения необходимого градиента плотности жидкости процесс диффузии часто должен продолжаться неделями, а для одного из наиболее перспективных приемов работы — детального разделения зерен по плотности — этот метод по существу не приспособлен.

Метод получения колонок жидкостей с непрерывным изменением плотности с помощью смесителей получил широкое распространение. Известны два варианта смесителей: открытые и закрытые. Исходными и для открытого и для закрытого смешения являются две смешивающиеся жидкости разной плотности: в пределах плотности этих веществ получают колонку жидкости с требуемым непрерывным изменением плотности. В одних конструкциях смесителя одна из жидкостей вводится в камеру смешения, в которой находится вторая исходная жидкость, и смесь вытекает в градиентную трубку; в других — обе жидкости вводятся в градиентную трубку одновременно, но при различной скорости потока. Описаны разные конструкции смесителей: стеклянные, металлические, термостатируемые и т.п. Причем часто смеситель представляет довольно сложную и громоздкую установку. Разобраны теоретические основы получения градиента плотности жидкости заданного профиля с помощью смесителя, влияние неидеальности растворов на характер получаемого градиента плотности и т.п. Колонки жидкостей с непрерывным изменением плотности, получаемые с помощью смесителей, были использованы во многих экспериментальных работах в области химии, химической физики, биохимии, биофизики, минералогии и в других областях (Alexander, Block, 1960; Oster, Yamamoto, 1963; Payne, Stephenson, 1964; Oster, 1965), в частности, метод был использован для анализа распределения разных минералов, слагающих породу, по плотности и сопоставления результатов с соответствующими микроскопическими анализами шлифов, а также для разделения минералов (Smale, 1968, 1970).

Центрифугирование в жидкости с градиентом плотности широко используется при исследовании природных полимеров (Петерсон, Собер, 1963; Цветков и др., 1964; Тенфорд, 1965; Херманс, Энде, 1966; Методы исследования..., 1970; Боуэн, 1973; European simposium..., 1972; Волкенштейн, 1973). Этот метод практически стал стандартным для биохимиков и биофизиков.

Изредка заранее устанавливаемый градиент плотности жидкости в центрифужной кювете используют для уменьшения конвекции при центрифугировании, для "зонного центрифугирования" и т.п. Часто используют метод, при котором градиент плотности в колонке жидкости внутри центрифужной кюветы образуется за счет сил, развиваемых непосредственно в ультрацентрифуте. При рабочем состоянии центрифуги жидкость на разных уровнях в кювете находится под разным дивлением: давление пропорционально квадрату расстояния от оси вращения. В современных ультрацентрифугах плотность воды, например, у дна кюветы может быть больше, чем у поверхности, на 1%. Для органических жидкостей этот эффект существенно больше. Если в качестве рабочей жидкости использовать смесь двух (или более) жидкостей с разными значениями плотности и (или) молекулярного веса, или водные растворы некоторых солей (CsCl, KBr и др.), или сахара, то градиент плотности жидкости возникает и по другой причине. После определенного периода центрифутирования в колонке жидкости внутри центрифужной кюветы достигается такое равновесное распределение компонентов смеси, при котором градиент плотности обусловлен в основном уже не разным давлением, а различной концентрацией компонентов смеси на разных расстояниях от оси вращения центрифуги. Причем таким путем можно получать градиент плотности жидкости в центрифужной кювете в широкой области (например, в пределах от 1,64 до 1,74 г/см³ в водном растворе CsCl).

При растворении макромолекулярного компонента в смеси растворителей он будет собираться в области, где плотность раствора в центрифужной кювете близка к плотности полимера. В ряде работ с большим успехом использовали этот метод центрифутирования в жидкости с градиентом плотности для детального анализа дезоксирибонуклеиновой кислоты (ДНК) в водном растворе хлористого цезия. Этим методом выявляются распределения концентраций полимера по плотности; для некоторых образцов ДНК установлены несимметричные полосы вследствие композиционной неоднородности препаратов; этим способом удается разделить ДНК, меченную N¹⁵, и нормальную ДНК; показано, что плотности ДНК, получаемые из разных источников, неодинаковы и т.п. Использование метода центрифутирования в жидкости с градиентом плотности оказалось перспективным и при многих других исследованиях как ДНК, так и рибонуклеиновой кислоты (РНК), белков, растительных и бактериальных вирусов (Херманс, Энде, 1966; Боуэн, 1973), а также синтетических полимеров (Бреслер и др., 1960).

ГРАВИТАЦИОННЫЕ ГРАДИЕНТНЫЕ ТРУБКИ

Принцип метода

При определении плотности зерен минералов интерполяцией к нулевой скорости их движения в данной жидкости при температуре, когда ее плотность равна плотности исследуемого зерна (Кац, 1960), а также при исследовании (Кац, Беляева, 1962) температурной зависимости физико-химических свойств тяжелых жидкостей (в том числе и плотности) был разработан принцип работы нового прибора – гравитационной градиентной трубки. Прибор основан на том, что термические коэффициенты объемного расширения жидкостей в на один-два порядка больше, чем твердых тел β', т.е. β > β'. В вертикальном столбе однородной жидкости создают постоянный (по высоте и во времени) градиент плотности за счет автоматического поддержания градиента температуры жидкости. В градиенте плотности жидкости зерно твердого тела может находиться в устойчивом равновесии на данном уровне жидкости независимо от его формы и размера. Главные детали наиболее распространенного и перспективного варианта конструкции прибора состоят в следующем. Если в верхнем конце медной трубки поддерживать температуру T_{o} , в нижнем конце – несколько меньшую температуру Т,, боковую поверхность теплоизолировать, а внутрь трубки поместить стеклянную трубку с тяжелой жидкостью, то после достижения термического равновесия вдоль трубки установятся градиенты температуры и плотности жидкости, которая от значения ρ_0 при T_0 изменяется до ρ_1 при T_1 . Введенное в жидкость зерно с плотностью ρ' , значение которой лежит в пределах $\rho_0 < \rho' < \rho_1$, будет двигаться вверх или вниз до тех пор, пока не достигнет равновесного уровня, где плотность жидкости равна плотности зерна. Если в жидкость ввести не одно, а много зерен, то каждое зерно остановится на своем равновесном уровне (Кац, 1962 а-г).

Принцип гравитационной градиентной трубки был разработан нами в Геологическом институте АН СССР в конце 1959 г. Впервые результаты экспериментов, выполненных на таком приборе, докладывались на заседании литологического отдела института в начале 1960 г., а затем на Первом совещании по физическим методам исследования осадочных пород и минералов (в декабре 1960 г. в Москве). В ГИН АН СССР гравитационные градиентные трубки разных конструкций разрабатывались и использовались в основном для прецизионных разделений минералов или их смесей на фракции в узких пределах плотности для определения гистограмм распределения по плотности зерен "мономинеральных" образцов, выявления их гетерогенности, выделения из них зерен разных типов и т.п. (см. ниже). Принцип метода был разработан также академиком Б.П. Константиновым и В.Н. Провоторовым в Ленинградском физико-техническом институте им. А.Ф. Иоффе в 1959 г. (Кравцов и др., 1960; Прибор для прецизионного... определения..., 1962; Константинов, Провоторов, 1970). Приборы того же принципа, но других конструкций описаны и зарубежными исследователями: И. Пелсмекерсоном и С.Амелинксом (1961) из Центра ядерных исследований (Моль, Бельгия); Х. Море (1961) из Центрального бюро ядерных исследований (Объединенный исследовательский центр, Гиль, Бельгия). Однако эти приборы разрабатывались и использовались в основном для прецизионного определения плотности отдельных зерен твердых тел.

В настоящей работе прибор такого типа именуется "гравитационной градиентной трубкой", как именовался последние пятнадцать лет во всех опубликованных работах, выполненных в ГИН АН СССР. В Ленинградском физико-техническом институте подобный прибор именуют "термоградиентной трубкой", а во ВСЕГЕИ – "термоградиентным прибором". Наше наименование обусловлено еще и тем хорошо известным обстоятельством, что градиентные приборы можно изготовить для исследования твердых тел не только в гравитационном, но и в электрическом и магнитном полях, т.е. можно изготовить и "электрическую градиентную трубку" (Pohl, 1960), и "магнитную градиентную трубку" (Кац, 1966а; Кац, Баранов, 1969б).

Конструкции гравитационных градиентных трубок

Конструкции гравитационных градиентных трубок в течение 18 лет их использования претерпели существенные изменения. Мы не будем детально останавливаться на их обзоре. Описание ряда конструкций уже опубликовано (Кац, 1966б). Остановимся лишь на возможных различиях некоторых наиболее важных узлов прибора; при этом будем исходить в основном из тех задач в геолого-минералогических исследованиях, при решении которых оказалось перспективным использование градиентных трубок.

Из литературы известно, что в области физики твердого тела гравитационные градиентные трубки используют: для определения плотности отдельных, сравнительно больших зерен твердых тел с целью их диагностики, для выявления специфики кристаллов, выращенных с теми или иными примесями, для анализа изменения плотности зерен, подвергшихся различным воздействиям (в частности, радиоактивным излучениям), и для других исследований (Александров, Андреев, 1961а, б; Пелсмекерс, Амелинкс, 1961; Море, 1961; Прибор для прецезионного... определения..., 1962; Александров и др., 1962; Андреев, 1965; Андреев, Александров, 1965; Лившиц, Перунина, 1970; и др.). Опыт работы нашей лаборатории, а также литературные данные показывают, что гравитационные градиентные трубки в геолого-минералогических исследованиях до настоящего времени использовались: при анализе гетерогенности "мономинеральных" образцов (либо путем детального разделения их на плотностные фракции, либо методом подсчета) и при разделении минералов, изредка и при определении плотности отдельных зерен, в частности реперов плотности (Кравцов и др., 1960; Кац, 19625; Кац, Шутов, 1963; Кац, 19666; Кац, Муравьев, 1966; Кац, Каждан, 1967; Katz, 1967, 1970; Кац, Хворова, 1970; Кац и др., 1971; Горшенин, Ширман, 1972; Конев, Чалов, 1972; Анфимов, 1973; Анфимов и др., 1973; Кац, Симанович, 1974; Анфимов, 1975; Анфимов, Силантьев, 1975; Кац, 1975; Кац и др., 1975 б; Конев и др., 1975; Шутов и др., 1975; и др.). Остановимся лишь на некоторых конструкциях такого типа приборов.

Во всех конструкциях прибора имеется теплопровод, вдоль которого формируют требуемый градиент температуры: в рабочем состоянии соответствующий градиент температуры устанавливается в рабочей жидкости. В некоторых конструкциях прибора для большего теплового контакта теплопровода с рабочей жидкостью внутренними стенками рабочей кюветы служат стенки внутренней полости самого теплопровода (Пелсмекерс, Амелинкс, 1961). В большинстве конструкций рабочую жидкость вводят в стеклянную кювету, которую вставляют во внутреннюю полость теплопровода. При этом тепловой контакт между теплопроводом и рабочей жидкостью осуществляется не непосредственно, а через воздушный зазор (по возможности малый) и стенку кюветы. Однако опыт работы показал, что при этом можно получать достаточно устойчивый градиент температуры, если конструкцией прибора предусмотрено предотвращение потоков воздуха в зазоре между тепло-



Фиг. 1. Схематический разрез гравитационной градиентной трубки на контактных и нормальных термометрах; конструкция ГИН АН СССР; (Кац, Баранов, 1963)

1 -кожух; 2 -нижний блок из красной меди; 3 -верхний блок из красной меди; 4 -трубка из красной меди, к которой припаяны оба блока; 5 -внутренняя трубка из красной меди, закрывающая щель прибора; 6 -теплоизоляция пенопласт; 7 -стеклянная трубка с тяжелой жидкостью и исследуемым минералом; 8 -нормальный термометр нижнего блока; 9 -нормальный термометр верхнего блока; 10 -контактный термометр верхнего блока; 11 - водяное охлаждение нижнего блока; 12 - место для контактных реле; 13 -нихромовые печи.

Фиг. 2. Схематический разрез гравитационной градиентной трубки на полупроводниковых элементах; конструкция ГИН АН СССР; (Баранов, 1966)

I — верхний медный блок; 2 — нижний медный блок; 3 — неподвижная медная трубка, припаянная к блокам; 4 — внутренняя медная трубка, которая может перекрывать щель; 5 — кожух; 6 — нагревательные элементы; 7 — теплоизоляция пенопласт; 8, 9 — термосопротивления типа КМТ-17, одно для герморегулятора, второе для измерения температуры верхнего блока; 10, 11 — то же для нижнего блока; 12 — упорное текстолитовое кольцо для сборки прибора; 13 — резьбовое кольцо; 14 — впаянная в нижний блок медная трубка для водяного охлаждения; 15 — защитный колпак из оргстекла; 16 — верхняя крышка прибора; 17 — щелевой паз в приборе; 18 — основание с треногой; 19 — место для электромагнитного вентиля охлаждающей воды; 20 — текстолитовье упоры для сборки прибора

проводом и рабочей кюветой. Некоторые конструкции прибора не удовлетворяют этому требованию (Кац, 19626; Термоградиентный прибор..., 1970).

Внутренние размеры рабочей кюветы обусловлены тем, для решения каких конкретных задач предполагают использовать прибор. Вертикальные размеры рабочей области в разных конструкциях прибора, как правило, не более 20-30 см, что по техническим причинам удобно в работе. Если есть необходимость в больших градиентах температуры, то в конструкции предусматривают меньшие вертикальные размеры рабочей области. Внутренний диаметр рабочей области кюветы в конструкциях, предусмотренных для определения плотности отдельных зерен, обычно < 10 мм. Он должен быть в несколько раз больше размеров реперов плотности и исследуемых зерен. Чем меньше внутренний диаметр кюветы, тем при прочих равных условиях быстрее и более точно будет устанавливаться градиент температуры в теплопроводе и рабочей жидкости. Этот процесс в рабочей жидкости будет идти первое время частично за счет конвекции жидкости, а в основном за счет ее теплопроводности. Внутренний диаметр рабочей области кюветы в конструкциях прибора ГИН АН СССР, предусмотренных для детального деления небольших навесок (<1 г) на плотностные фракции, обычно 30 мм. Существенно бо́льшие навески в таких кюветах делить нельзя из-за явлений увлечения¹. В этих случаях необходимо использовать кюветы с большим внутренним диаметром. В работе М.Я. Каца и А.А. Рассказова (1973) показано, что необходимый градиент температуры в рабочей жидкости можно установить и в кюветах большого диаметра (~100 мм), но, естественно, в этих услучаях в установлении термического равновесия в жидкости основную роль будет играть конвекция, а не теплопроводность.

Поддержание температуры блоков в разных конструкциях прибора осуществляется по-разному: либо с помощью ультратермостатов (Пелсмекерс, Амелинкс, 1961; Кац, 19626; и др.), либо с помощью контактных термометров (Кац, Баранов, 1963; Термоградиентный прибор..., 1970), либо с помощью полупроводниковых элементов с соответствующей электронной схемой (Баранов, 1966), либо с помощью кипящих жидкостей (Кац, 1966б). Погрешности поддержания температур блоков в разных конструкциях прибора обычно от $\pm 0,1$ до $\pm 0,01^{\circ}$ С. Нижний блок часто охлаждают водопроводной водой. Естественно, чем с большей точностью предполагают исследовать плотности образцов, тем меньшие градиенты температур необходимо использовать и тем с большей точностью следует поддерживать температуры блоков. В ряде случаев фиксируют либо температуры блоков – нормальными термометрами (Кац, Баранов, 1963; и др.), полупроводниковыми элементами и т.п., либо разность температур между фиксированными точками теплопровода в рабочей области прибора (Баранов, 1966).

См. раздел "Погрешности измерений".

Термические коэффициенты объемного расширения рабочих жидкостей ~ 10^{-3} град⁻¹. По техническим причинам нецелесообразно устанавливать разность температур верхнего и нижнего блоков больше нескольких десятков градусов, а нижний блок поддерживать при температуре, существенно отличной от температуры окружающей среды. Из этого следует, что для приборов любой конструкции при исследовании минералов с плотностью в интервале 2,5–3,5 г/см³ рабочая область по шкале плотности в градиентной трубке $\Delta \rho \ll 0,05$ г/см³, причем с увеличением точности измерений градиент температуры уменьшают и соответственно рабочая область также уменьшается.

При работе на градиентной трубке периодически визуально фиксируют положение исследуемых зерен и реперов плотности как в процессе установления термического равновесия в рабочей жидкости и соответствующего движения их к своим равновесным уровням, так и особенно при определении равновесных уровней зерен после установления стационарного режима в рабочей жидкости. Эти наблюдения ведут через вертикальный паз в приборе. Вначале идет конвекция жидкости вместе с зернами, а затем конвекция прекращается – реперы и исследуемые зерна постепенно достигают своего равновесного уровня. В приборах конструкции ГИН АН СССР впервые стали вести эти наблюдения в поляризованном свете: до и после измерительной кюветы стоят скрещенные поляроидные пленки. При делении на фракции по плотности в прибор помещают образец, содержащий, как правило, много тысяч зерен, причем часто большой интерес вызывают зерна, находящиеся наверху и внизу при распределении их по плотности; концентрация зерен в образце мала и наблюдение за ними в неполяризованном свете затруднительно, учитывая сравнительно малый размер (~0,1-0,2 мм). В поляризованном свете каждое зерно, например кварца, кажется светящейся точкой на полузатемненном фоне: свет, рассеиваемый обломком неправильной формы, частично деполяризуется, а в проходящем свете возможно частичное вращение плоскости поляризации. Хотя используемые реперы плотности часто представляют собой прозрачные, бесцветные аморфные тела (стекло пирекс, оптические стекла), они также хорошо видны в поляризованном свете, так как их размер сравнительно большой (> 3 мм), а в стекле всегда имеются натяжения.

Во всех экспериментах на градиентной трубке необходимо точно определять уровень равновесного положения каждого репера плотности, а также уровень равновесного положения каждого исследуемого зерна при определении его плотности. В разных конструкциях прибора наблюдение за ними ведется либо через микроскоп, либо через визир с двумя линиями в горизонтальной плоскости. Система отсчета имеет указатель (часто с нониусом) и перемещается вертикально по отношению к шкале, скрепленной с прибором. Естественно, эта система отсчета для определения равновесного уровня зерен, как правило, сконстр/ирована для получения более точного отсчета (до $\sim 0,01$ мм) в приборах, предназначенных для определения плотности отдельных зерен, чем в приборах (до $\sim 0,1$ мм), предназначенных в основном для разделения образца на фракции по плотности, ибо сама технология выделения из градиентной трубки зерен разной плотности вносит существенно бо́льшие погрешности, чем погрешности определения равновесного уровня репера плотности.

Важным в конструкциях гравитационных градиентных трубок является теплоизоляция теплопровода с градиентом температуры. Однако это определяется не только качеством теплоизолирующей среды, но и общей конструкцией прибора, обеспечивающей минимум теплоотвода в окружающую среду. Это фундаментальная характеристика прибора: она важна с разных точек зрения и в первую очередь с точки зрения независимости нормальной работы прибора от состояния окружающей среды. Чем с большей точностью предполатается проводить определение плотности зерен на данном приборе, тем с большей тщательностью в его конструкции должна быть предусмотрена теплоизоляция теплопровода. В качестве теплоизоляции часто используют пенопласт, воздушные или вакуумные рубашки и т.п. Для улучшения теплоизоляции обычно в конструкциях прибора предусматривают замк-



Фиг. 3. Схематический разрез гравитационной градиентной трубки на кипящих жидкостях; конструкция ГИН АН СССР: (Кац. 1966б)

1 - внешняя медная трубка; 2 - кипятильник; 3 - нагреватель; 4 - уровнемер; 5 - стеклянный обратный холодильник; 6 - теплоизоляция асбест; 7 - внутренняя медная трубка; 8 - теплообменник; 9 - теплоизоляция пенопласт; 10 - шайбы текстолит; 11 - стеклянная кювета; 12 - крышка текстолитовая; 13 - дно текстолитовое; 14 - резиновая подкладка; 15 - кожух; 16, 17 - пластинки из оргстекла (со шкалой); 18 - поляроид (между пластинка из оргстекла; 20 - наличники для смотровой щели; 21 - крышка (текстолит, оргстекло); 22 - изоляция нагревателя; другие детали такие же, как в приборе, показанном на рис. 1

нутость объема вокруг теплопровода. Однако в некоторых конструкциях прибора это не предусмотрено (Термоградиентный прибор..., 1970).

Остановимся кратко на схематических разрезах тех конструкций гравитационных градиентных трубок, на которых, судя по литературным данным, проведено подавляющее большинство исследований минералов и пород. Приборы с ультратермостатами в конструктивном отношении устарели. Стеклянные приборы не приспособлены для массовой работы (Море, 1961; Кац, 1966б). Приборы, где теплопровод является одновременно и кюветой для рабочей жидкости (Пелсмекерс, Амелинкс, 1961), для массовых геолого-минералогических исследований также не приспособлены. Приборы с малым внутренним диаметром измерительной кюветы конструкции Ленинградского физико-технического института им. А.Ф. Иоффе перспективные для изменения плотности отдельных зерен, не приспособлены для детального разделения минералов по плотности. Прибор ВСЕГЕИ (Термоградиентный прибор..., 1970) специально сконструирован для геолого-минералогических иссследований. Однако он имеет ряд недостатков.

Приводим схематические разрезы прибора трех конструкций ГИН АН СССР (фиг. 1-3). Исследования в гравитационных градиентных трубках плотностных свойств минералов и пород в ГИН АН СССР проводились на приборах с контактными термометрами (см. фиг. 1) и полупроводниковыми элементами (см. фиг. 2). По опыту работы в ГИН АН СССР такие приборы изготовлялись или использовались и в других организациях. Приборы опытной серии конструкции ВСЕГЕИ используются во многих организациях. На деталях приборов, конструкции которых приведены на схематических разрезах, мы не останавливаемся: они описаны в оригинальных работах. Отметим лишь, что во всех случаях удавалось достигнуть устой. чивого термического равновесия и отсутствия при этом конвекционных потоков в рабочей жидкости; достаточно хорошего постоянства градиента температуры в рабочей области прибора; хорошей воспроизводимости результатов экспериментов с погрешностью, приемлемой для перспективных геолого-минералогических исследований¹. Питание приборов осуществляется от сети переменного тока. Внутренний диаметр измерительных кювет (как правило, порядка ~30, иногда ~12 мм) был приспособлен в основном для детального деления образцов по плотности, но при этом можно было также определять гистограмму распределения зерен по плотности методом подсчета (см. ниже), измерять плотности отдельных зерен минералов как калибровать реперы плотности. Приборы оснащены устройством для разделения всего образца на фракции по плотности². Опыт работы в ГИН АН СССР в течение многих лет показывает, что этот метод более техничен и перспективен, чем приемы выделения из непрерывного распределения лишь тех зерен из образца, которые интересуют исследователя и относительно которых имеется предварительная информация, что они должны находиться лишь в определенной узкой области плотности (этот технический прием используется в приборах конструкции ВСЕГЕИ, 1970 г.). Сейчас нам представляется совершенно неприемлемым с разных точек зрения также метод выделения жидкости с зернами соответствуюшей плотности снизу измерительной кюветы, которым мы пользовались в первой конструкции прибора ГИН АН СССР 15 лет тому назад (Кац, 1962б) и от которого во всех дальнейших конструкциях мы отказались.

Отметим еще, что приборы всех описанных конструкций приспособлены для детального разделения по плотности лишь небольших навесок образца (~1 г). В работе М.Я. Каца и А.А. Рассказова (1973) описан схематический разрез гравитационной градиентной трубки для деления больших навесок. Успешное разделение на нем 20 г кварцевого песка показывает полную возможность использования такого типа приборов с широкой кюветой в геолого-минералогических исследованиях. Однако более перспективным для этих целей является все же метод ступенчатого изменения плотности жидкости, описанный ниже.

Закономерности движения зерен в жидкости с градиентом плотности

Зерно в жидкости с постоянным градиентом плотности либо всплывает на поверхность, либо тонет на дно, либо достигает своего равновесного уровня при $\rho_0 < < \rho' < \rho_1$, где ρ' — плотность зерна, ρ_0 и ρ_1 — плотность жидкости соответственно наверху и внизу. Все измерения на гравитационной градиентной трубке (в том числе и разделение по плотности) проводятся после достижения зернами своих равновесных уровней. Поэтому практически важно знать время установления равновесных уровней находящихся в приборе зерен при заданных условиях эксперимента. В ряде конкретных случаев это время можно измерить. Однако для планирования такого типа опытов важно знать закономерности изменения этого времени в зависимости от ряда параметров эксперимента (Кац, 1966б). Точно рассчитать это время для конкретных опытов затруднительно.

См. раздел "Погрешности измерений".

² См. раздел "Извлечение зерен разной плотности".

Фиг. 4. Сечение столба жидкости в гравитационной градиентной трубке r = L – равновесный уровень; ρ – плотность; T – температура

Мы остановимся только на результатах оценки этого времени при следующих упрощающих задачу условиях:

1) зерно имеет форму шара;

2) диаметр столба жидкости в трубке значительно больше диаметра зерна;

3) жидкость обтекает зерно ламинарным движением;

4) градиент температуры жидкости имеется только в направлении оси трубки;

5) градиент температуры по оси трубки постоянен во времени и имеет одно и то же значение вдоль трубки;

6) пренебрегаем температурной зависимостью вязкости жидкости и плотности зерна;

7) в трубку введено одно зерно.

На фиг. 4 приведен схематический разрез столба жидкости в градиентной трубке. Наверху при температуре T_0 плотность жид-

кости ρ_0 . Внизу при температуре $T_1 < T_0$ соответственно будет $\rho_1 > \rho_0$. На зерно, движущееся в жидкости с градиентом плотности при указанных выше условиях, действуют сила сопротивления по закону Стокса

$$f(x) = 6\pi r \eta \frac{dx}{dt} \tag{1}$$

и результирующая сила тяготения и гидростатического выталкивания

$$F(x) = g v [\rho' - \rho (x)],$$
(2)

где r — радиус зерна; η — вязкость жидкости; g — ускорение силы тяжести; v — объем зерна; ρ' — плотность зерна; ρ — плотность жидкости.

Уравнение движения в жидкости с градиентом плотности имеет вид

$$\frac{d^{2}x}{dt^{2}}+K\frac{dx}{dt}+Bx-A=0,$$

где
$$K = \frac{6\pi\eta r}{m} = \frac{9}{2} \cdot \frac{\nu}{r^2} > 0$$
, $B = g\kappa [\beta' - \beta] > 0$, так как $\beta \gg \beta', \kappa < 0, A =$

= $g(T_0 - T_1)(\beta - \beta') > 0$ и m – масса зерна; ν – кинематическая вязкость жидкости; к – градиент температуры в жидкости, в и в' – термический коэффициент объемного расширения соответственно жидкости и зерна. В зависимости от условий эксперимента зерно достигнет равновесного уровня с течением времени по одному из двух законов. Либо по закону затухающего колебания около положения равновесия при $K^2 - 4B < 0$ в основном за счет большого размера зерен (r > 0,5 см). Только этот случай разобран в работе (Пелсмекерс, Амелинкс, 1961), и, как правило, только этот случай имел место в исследованиях в области физики твердого тела. Либо по экспоненте при $K^2 - 4B > 0$ в основном за счет малых размеров зерен ($r \leq 0.05$ см). Как правило, именно этот случай имел место во всех исследованиях в гравитационной градиентной трубке минералов и пород, результаты которых приведены ниже. Действительно. в большинстве случаев по условиям экспериментов v > 0,005 стокса, $\beta - \beta' \leq 10^{-3}$ град⁻¹, (к) ≤ 1 град/см, $r \leq 0.03$ см. Поэтому $B \leq 1$ сек⁻² н $K \ge 10$ сек⁻¹. Решая уравнение движения зерна при указанных условиях, получим по приближенной формуле время т, в течение которого, зерно постигнет равновесного уровня

$$\tau \stackrel{\simeq}{=} \frac{32 \cdot \nu}{r^2 g \left(\beta - \beta'\right)(\kappa)} \stackrel{\simeq}{=} \frac{32 \, \nu}{r^2 g \beta(\kappa)} \quad \cos \kappa$$





Фиг. 5. Зависимость времени τ , необходимого для достижения зерном равновесного уровня в жидкости, обладающей градиентом плотности, от параметров эксперимента: градиента температуры κ , кинематической вязкости рабочей жидкости ν и диаметра зерна 2r; показана также зависимость τ от параметра $K = \frac{9}{2} \cdot \frac{\nu}{r^2}$

т.е. время τ пропорционально кинематической вязкости жидкости ν и обратно пропорционально квадрату радиуса зерна r^2 , градиенту температуры κ и термическому коэффициенту объемного расширения жидкости β . Значения β для разных тяжелых жидкостей отличаются незначительно (Кац, 1966б).

На фиг. 5 приведены рассчитанные зависимости τ от K при различных κ , а также от диаметра зерна 2r при различных значениях кинематической вязкости тяжелых жидкостей ν , обычно используемых при исследовании минералов. Соответствующие прямые приведены для значений κ в интервале, который практически осуществляется в градиентных трубках. Они дают наглядное представление зависимости τ от конкретных условий работы и особенно полезны при планировании новых экспериментов.

Оценим теперь, в какой мере применимы полученные результаты к реальным условиям эксперимента, часто резко отличным от условий, лежащих в основе этих расчетов.

1. Исследуемые зерна минералов имеют форму обломков, а не шара. Сопротивление движению зависит от формы зерна. Например, при ламинарном движении для шара $f = 6\pi \eta V$; для плоского крутлого диска, движущегося в направлении, перпендикулярном к своей плоскости, $f = 16r \eta V$; для такого же диска, движущегося в своей плоскости, $f = \frac{32}{3}r\eta V$. Даже в этих предельных случаях отличия

небольшие. Линейная зависимость сопротивления от радиуса зерна, вязкости жидкости и скорости V при ламинарном движении осуществляется при любой форме зерна (Ландау, Лившиц, 1954).

2. При $R \gg r$, где R — радиус измерительной трубки, r — радиус частицы влияние стенок трубки незначительно. Это следует из определения τ , в формулу для которого вместо r^2 следует поставить $r^2 (1 + 2,4^r/R)$. Введение этой поправки несколько увеличит τ . Так, например, при R = 10r поправка достигает ~25% (Физический практикум, 1962).

3. Практически во всех экспериментах, результаты которых приведены в настоящей работе, жидкость в градиентной трубке обтекала зерна ламинарным движением, так как числа Рейнольдса были малы. Например, при диаметре зерен $2r \ll 0.05$ см

$$Re = V \cdot \frac{2r}{\nu} \lesssim 1,$$

так так $v \ge 0,005$ стокса и $V \le 0,1$ см/сек.

4. В градиентных трубках, в которых имеются сквозные окна для наблюдения за распределением зерен вдоль трубки, в принципе должны быть градиенты температуры не только вдоль оси, но и по радиусу трубки. Радиальные градиенты во всех случаях вредны, ибо нарушают основной принцип работы градиентной трубки. Но особенно они вредны, когда температура от центра трубки к периферии увеличивается; градиент температуры такого знака вызывает силу, которая прижимает зерна к стенке трубки. Во всех конструкциях градиентных трубок у боковой поверхности, где находится смотровое окно, температура должна быть несколько ниже, чем в остальных местах сечения рабочей части трубки. Однако радиальный градиент температуры составляет, по-видимому, значение лишь около одного процента от градиента температуры вдоль оси и, судя по результатам массовых измерений на приборах конструкции ГИН АН СССР, практического значения не имеет.

5. Градиент температуры вдоль оси трубки во времени практически не меняется. Ряд контрольных измерений с интервалами во много месяцев показал, что при заданных температурах блоков наверху и внизу прибора градиент температуры по оси трубки меняется лиць на 1-2%.

Наибольшее постоянство градиента температуры вдоль оси трубки осуществляется в средней части смотрового окна. Непосредственно у верха и низа смотрового окна градиент температуры может отличаться от его величины в середине трубки не более чем на 5%. Так как все виды работ на трубке ведутся только с помощью реперов, то соответствующая погрешность будет тем меньше, чем меньше разность равновесных уровней репера и зерен. Эта погрешность при разделении минералов практически не имеет значения, а при измерении плотности зерен, как правило, используют среднюю часть трубки.

6. Вязкость жидкости значительно меняется с температурой и на разных уровнях трубки в некоторых экспериментах может отличаться до 20-40%. При необходимости легко ввести соответствующую поправку (Кац, 1966б).

7. Наибольшее отклонение действительного времени установления равновесия исследуемых зерен в градиентной трубке от его рассчитанного значения может обу-

словливаться тем, что часто в трубку вводят до ~20000 зерен. Это может только увеличить время τ и требует дополнительных теоретических оценок, которые затруднительны. Соответствующий контроль времени τ до сих пор осуществляется путем постановки специальных контрольных опытов, результаты которых показали, что даже при больших количествах зерен в градиентной трубке время имеет тот же порядок, что и полученное при расчете. С увеличением количества зерен в данном объеме, уменьшением их размера, увеличением вязкости жидкости и уменьшением градиента температуры наступают условия, при которых процесс достижения зернами своих равновесных уровней вначале замедляется, а затем практически прекращается. Для решения вопроса о предельном количестве зерен для нормальной работы градиентной трубки при данных условиях эксперимента необходимы дополнительные опыты.

Из изложенного выше следует, что расчетом можно лишь оценить порядок величины τ , а отнюдь не точно рассчитать его значение для реального эксперимента. Поэтому в каждом данном эксперименте, зная порядок величины τ , образец выдерживают в приборе несколько дольше и регистрируют положение образца относительно репера. Если в течение последнего между наблюдениями отрезка времени, соразмерного с τ , положение образца относительно репера остается неизменным в пределах погрешности измерений, можно считать, что образец и репер достигли своих равновесных уровней.

Извлечение зерен разной плотности

При разделении образца на фракции в узких интервалах плотности в гравитационной градиентной трубке необходимо после достижения исследуемыми зернами и репером своих равновесных уровней слить из прибора жидкость вместе с взвешенными в ней зернами, находящимися между заданными уровнями. Основная погрешность разделения минералов в гравитационной градиентной трубке обусловлена именно техникой выливания жидкости вместе с зернами, находящимися в ней в равновесном положении. В первых работах (Кац, 19626-r) это осуществлялось сливанием жидкости через отверстие внизу измерительной кюветы. Опыт работы показал, что при этом погрешности разделения существенно больше, чем в случае отсоса жидкости с зернами через верх измерительной кюветы. В дальнейшем эта операция осуществлялась с помощью сифона (Кац, 1966б; Кац, Каждан, 1967). Однако и этот метод имел ряд недостатков как с точки зрения погрешности разделения, так и техники эксперимента. Детали используемого в настоящее время метода видны на фиг. 6 (Кац, Баранов, 1969б). Водоструйный насос через балластный объем (7) обеспечивает пониженное давление (~500 мм рт. ст.) в эксикаторе (5). В крышку эксикатора вмонтированы вакуумный кран-тройник (8) для соединения эксикатора либо с водоструйным насосом, либо с атмосферой и изогнутый капиллярный ввод (б) (~2 мм), впаянный в пришлифованную пробку; конец капилляра может перемещаться над стаканчиками (4). Другой конец капилляра вакуумным резиновым шлангом (9) соединен с толстостенной капиллярной трубкой (3), вводимой в градиентную трубку. Нижний ее конец запаян; у самого дна капилляра вверх под острым углом к его оси сделаны отверстия. На капиллярной трубке (3) через определенные интервалы выполнены углубления для фиксирования уровня отверстий в капилляре (уровня, до которого выливается жидкость вместе с зернами).

На фиг. 7 приведены детали фиксатора в рабочем положении. Стеклянный капилляр (4) с углублениями перемещается в пружинном зажиме (5), ось которого совпадает с осью стеклянной кюветы (2). Капилляр (4) устанавливают так, чтобы конец рычага микротумблера (6) входил в углубления на нем при его вертикальном движении, что отмечается сигнальной лампочкой (9). Сам тумблер (6) укреплен на муфте (7), которая передвигается вертикально по стойке, укрепленной на корпусе прибора. Муфта (7) позволяет перемещать фиксирующий тумблер (6) на интервал несколько больший, чем расстояние между углублениями на капилляре (4). Это дает возможность поставить отверстия в капилляре внутри жид-



Фиг. 6. Схема выделения минералов в заданных интервалах плотности путем отсоса жидкости с зернами, находящимися в равновесии с ней между заданными уровнями

1 – гравитационная градиентная трубка; 2 – фиксатор; 3 – толстостенный стеклянный капилляр с равномерной шкалой; низ капилляра с отверстиями расположен внутри градиентной трубки; 4 – стаканчики для сбора выделяемых фракций; 5 – эксикатор; 6 – вакуумный шлиф с капиллярным вводом; 7 – балластный объем; 8 – трехходовые вакуумные краны; 9 – вакуумная резиновай трубка; 10 – стеклянный капилляр; 11 – резиновая пробка

кости в стеклянной кювете (2) на заданный начальный уровень в соответствии со значением равновесного положения опорного репера и шкалой плотности в градиентной трубке, соответствующей данному эксперименту.

Остановимся кратко на последовательности операций при делении. По виду распределения зерен в гравитационной градиентной трубке поле установления их равновесных уровней определяют уровень жидкости, до которого сверху следует ее вылить в начальную фракцию. В этой фракции окажутся наиболее легкие зерна исследуемого образца. Укрепив стеклянный капилляр в зажиме (см. ниже) и введя его внутрь градиентной трубки, входные отверстия капилляра устанавливают на необходимом начальном уровне. Затем с помощью подвижной муфты подводят рычаг фиксирующего тумблера к риске на стеклянном капилляре, после чего закрепляют положение муфты, а также и фиксатора. Соединив эксикатор с водоструйным насосом (см. фиг. 6), создают в нем разряжение и выливают начальную фракцию в один из стаканчиков. Для выливания очередной фракции стеклянный капилляр опускают на равный интервал, что фиксируется западанием рычага тумблера в очередное углубление в стеклянном капилляре, т.е. очередная выливаемая фракция, соответствующая шкале плотности, пропорциональна интервалам на стеклянном капилляре. Поворотом капилляра в шлифе в крышке эксикатора устанавливают его каждый раз над очередным стаканчиком, куда и сливается получаемая фракция.

По окончании сливания всех фракций стеклянный капилляр поднимают до выхода его из градиентной трубки, все сливное устройство с помощью кронштейна [(8) на фиг. 7] поворачивают на 180°, стеклянный капилляр опускают вне корпуса прибора, — это нерабочее состояние сливного устройства. В таком состоянии капилляр промывают после опыта и вынимают из зажима (или вставляют в зажим перед каждым опытом). По окончании разделения жидкость с зернами из стаканчиков фильтруют, зерна сущат и взвешивают на аналитических весах.

В заключение отметим, что описанный метод можно успешно использовать для выделения жидкости вместе с зернами между заданными уровнями и из других



Фиг. 7. Схема фиксатора

1 – крышка гравитационной градиентной трубки; 2 – стеклянная кювета с жидкостью и образцом; 3 – пробка из фторопласта; 4 – стеклянный капилляр; 5 – зажим капилляра; 6 – тумблер сигнализации; 7 – подвижная муфта со стопором; 8 – поворотный кронштейн с шариковым фиксатором; 9 – лампа сигнализации

приборов, в которых получается непрерывное распределение зерен в жидкости: 1) из столба жидкости с градиентом плотности, полученным с помощью смесителя; 2) из столба жидкости, в котором равновесные положения зерен определяются не только гравитационным, но также и магнитным или электрическим полями (Кац, 1966а) и т.п.

КОЛОНКИ ЖИДКОСТИ СО СТУПЕНЧАТЫМ ИЗМЕНЕНИЕМ ПЛОТНОСТИ

Для детального разделения на плотностные фракции минералов и пород использование колонок жидкостей со ступенчатым изменением плотности (Кац, 1972, 1973а,б) в ряде случаев оказывается более перспективным по сравнению с известными до сих пор методами такого типа исследований. Ранее (Копченова, 1951, 1957) колонки жидкости со ступенчатым изменением плотности получали без специальных приборов лишь путем наливания в колонку сверху все более легких жидкостей, как правило, с большим шагом по плотности (>> 0,1 г/см³); при этом часто использовали несмецивающиеся жидкости. При необходимости это можно сделать в широкой области шкалы плотности. Гравитационные градиентные трубки и смесители дают возможность получать колонки жидкостей с непрерывным изменением плотности на два-три порядка более точно. Но для этого необходимо иметь специальные приборы.

На гравитационных градиентных трубках можно получать колонки жидкости лишь с малым изменением плотности (≪ 0,05 г/см³), чего для ряда экспериментов в геолого-минералогических исследованиях явно недостаточно. Смесители позволяют работать в широкой области шкалы плотности, но с непрерывным спектром плотности, что нередко при разделении минералов менее предпочтительно, чем использование колонок жидкостей со ступенчатым изменением плотности. Описываемый ниже метод позволяет получить без специальных приборов (только с помощью реперов плотности, которые необходимы также и при работе с гравитационными градиентными трубками и смесителями) колонки жидкостей со ступенчатым изменением плотности с детальностью, сопоставимой с той, которая получается при разделении минералов на градиентных трубках и смесителях, и в необходимой области по шкале плотности.

Принцип метода

Основы метода были разработаны в 1970 г. при анализе плотностных свойств глобулярных глауконитов, когда выяснилось, что с помощью гравитационной градиентной трубки детально разделить серию образцов разного генезиса на фракции по плотности этим методом практически невозможно.

При работе с колонкой со ступенчатым изменением плотности с помощью реперов заготовляют серию жидкостей с требуемым шагом в определенной области плотности, необходимой для разделения данного образца. На дно сосуда помещают исследуемый образец в зернах и заливает его самой легкой заготовленной жидкостью. Затем на дно сосуда медленно вводят (без конвекционных потоков) последовательно из числа приготовленных все более тяжелые жидкости. При этом каждая из них поднимает на свою горизонтальную поверхность предыдущую, более легкую жидкоеть, а также те зерна из образца, которые имеют меньшую плотность, чем эта жидкость. В результате на контактах каждых двух жидкостей появляются страты¹ из зерен исследуемого образца, плотности которых лежат между плотностями этих двух жидкостей. Получаемые при этом вначале резкие горизонтальные границы ступенчатого изменения плотности вводимых жидкостей легко наблюдать визуально и без исследуемого образца, так как показатели преломления жидкостей разной плотности различны, а процесс диффузии сказывается лишь через длительное время.

Конструкции колонок

Разные конструкции колонок жидкости со ступенчатым изменением плотности могут отличаться по методу ввода жидкости на дно сосуда; по методу извлечения жидкости с зернами данной страты из сосуда; по объему и геометрической форме (цилиндр, конус, конус с цилиндром и др.) в зависимости от решаемой задачи и т.п. Мы остановимся на конструкциях стеклянных колонок, которые успешно использовались в нашей лаборатории в период разработки метода и анализа в основном образцов глобулярного глауконита. Результаты анализов приведены в следующей главе.

На фиг. 8 приведен схематический разрез колонки в виде цилиндра (мы использовали мерные цилиндры объемом от 100 до 500 мл, объем зависел от условий эксперимента). Капиллярный отросток воронки позволяет вводить жидкость сверху к центру дна колонки. Воронка закреплена неподвижно в пробке. В этой конструкции колонки второй толстостенный стеклянный капилляр может перемещаться вертикально по оси колонки и удерживается на определенном уровне в силу трения в пробке. Он используется для выливания жидкости вместе с зернами данной страты методом отсасывания жидкости сверху колонки аналогично тому, как это делается при работе с гравитационной градиентной трубкой (см. фиг. 6). На фиг. 9 показаны фотографии колонок со стратами глобуль глауконита разной плотности. Для выделения самых больших страт (пик распределения) использовали до 150 мл жидкости нужной плотности; для выделения самых малых – до 50 мл

Распределение страт в цилиндре похоже на результат рассеивания зерен на комплекте сит. Метод имеет большую наглядность: по шагу плотности и толщине страт

¹ Страты – слои одинаковых по плотности зерен минералов.



Фиг. 8. Схематический разрез цилиндрической колонки со ступенчатым изменением плотности жидкости; штриховкой показаны слои жидкости разной плотности

l — мерный цилиндр; 2 — воронка с толстостенным капилляром для ввода жидкости; J — пробка, в ней отверстие под капилляр для отсоса вместе с зернами определенной страты; ρ_0 , ρ_1 — плотности жидкости; $\Delta \rho$ — шаг по плотности

можно заключить о характере распределения зерен по плотности. Аналогичные результаты получаются и с другими минералами, с разным шагом по плотности, с разным объемом жидкости на каждый шаг плотности и т.д.

Результаты описанного выше типа (см. фиг. 9) получаются в том случае, когда скорость подачи жидкости на дно сосуда достаточно мала и жидкость растекается по дну в слой ламинарно, без конвекционных потоков. В случае наличия конвекции подавае-

мая жидкость частично перемешивается с вышележащим более легким слоем, и страты получаются более расплывчатыми. Скорость подачи жидкости на дно колонки увеличивается с возрастанием разности уровней жидкости в воронке и колонке, внутреннего сечения капилляра воронки и шага по плотности жидкости и с уменьшением кинематической вязкости жидкости и длины капилляра воронки. В каждом из опытов, изображенных на фиг. 9, жидкость в колонку вводилась в течение примерно двух часов.

В период проведения первых экспериментов из планируемой серии в идентичных условиях легко установить визуально те скорости ввода жидкости, при которых у дна колонки практически не возникает конвекционных потоков.

В колонках жидкости со ступенчатым изменением плотности зерна образца делятся на фракции по плотности в самой колонке. Выделение жидкости с зернами определенной плотности по указанной методике в принципе должно вносить меньшие погрешности, чем при выделении жидкости с зернами из колонок с непрерывным изменением плотности жидкости.

Несмотря на большую наглядность, описанные цилиндрические колонки со ступенчатым изменением плотности жидкости имеют существенные недостатки, связанные как с процессом разделения зерен по плотности, который происходит только на дне колонки, так и с трудностями выделения уже разделенных зерен. Первый недостаток преодолевается путем использования не цилиндра, а конуса, ступенчатое изменение плотности жидкости в котором создается тем же методом (фиг. 10).

Предельная навеска образца, закладываемая в конусную колонку, в основном определяется явлениями увлечения. Они, при прочих равных условиях опыта, влияют на результаты тем сильнее, чем больше толщина исходного слоя подлежащих делению зерен на дне колонки. Поэтому эти предельные навески пропорциональны в первом приближении площади дна колонки. С точки зрения техники эксперимента конические колонки с площадью дна, равноценной цилиндрической, предпочтительнее, ибо при этом в идентичных опытах требуется меньший объем рабочей жидкости; сам же процесс деления по существу не зависит от уменьшения сечения с высотой конуса. Практически с той же детальностью и за то же время в стандартной конической колбе можно делить навеску исходного образца объемом почти на порядок больше, чем в цилиндре той же емкости.

Второй недостаток цилиндрических колонок, изображенных на фиг. 8 и 9, состоит в том, что каждая из них приспособлена для получения в ее объеме всех страт, содержащих зерна разной плотности и извлеченные из всего исследуемого образца. Наглядность такого распределения при первом исследовании его часто эчень важна.



Фиг. 9. Фотографии цилиндрических и конических колонок жидкости со стратами глобуль глауконита; фракция 0,20-0,25 мм

a – цилиндр объемом 500 мл, шаг по плотности 0,02 г/см³; δ – цилиндр объемом 200 мл, шаг по плотности 0,005 г/см³; в одной из страт виден репер плотности; a – конические колонки жидкости объемом 500 мл, шаг по плотности 0,02 г/см³, со стратами глобуль глауконита в разных фазах процесса разделения мономинерального образца из нижнемеловых отложений Южной Прибалтики

Однако если цель эксперимента — разделить образец, то, как правило, выгоднее не видеть всего послойного распределения зерен, а использовать большие объемы жидкости каждой плотности и вести опыт так, чтобы образование страт тяжелых зерен шло одновременно со сливом из колонки жидкости с легкими зернами. Третий недостаток цилиндрических колонок состоит в том, что при отсосе жидкости вместе с зернами заданной плотности указанным выше методом — сверху — могут быть погрешности за счет способа выделения из колонки уже разделенных зерен. Хотя этим методом успешно выполнены ответственные эксперименты (Шутов, Кац и др., 1975), наблюдения показали, что при этом в ряде случаев небольшая часть очередной страты может попасть в соседнюю нижнюю (или верхнюю), и тем больше в процентном отношении, чем больше внутренний диаметр цилиндра, чем меньше объем жидкости данной плотности и чем меньше процент содержащихся зерен в данной страте по отношению к соседней. Поэтому выделение очередного слоя зерен вместе с жидкостью через выходное отверстие в пробке колбы путем его вытеснения поступающей на дно сосуда более тяжелой жидкостью (см. фиг. 10) дает существенно более точные результаты. Этот прием можно использовать и в цилиндрических и в других колонках. Такой способ вытеснения жидкости с взвещенными в ней зернами данной плотности является более простым, чем способ отсоса, описанный в работе (Кац, Баранов, 1969б), но в гравитационных градиентных трубках, основанных на градиенте температуры, его использовать невозможно.

Следующий недостаток таких колонок (см. фиг. 8, 9) состоит в том, что малейшая задержка оператора при наливании жидкости в воронку приводит к тому, что в капилляр входит пузырек воздуха, который в дальнейшем проталкивается на дно и всплывает на поверхность жидкости в колонке. Проходя через страты зерен, пузырьки могут частично перемещивать их.

На фиг. 10 приведены наиболее рациональные размеры колонки для деления зерен по плотности методом ступенчатого изменения плотности жидкости, выполненной на основе сталдартной стеклянной конической колбы (500 мл). При использовании для этой цели колбы другого объема, естественно, некоторые размеры должны быть изменены.

Воронка и сливной отвод вмонтированы в пробку колбы на вакуумном шлифе № 29. Смазкой шлифа служит рабочая жидкость. Торец внутренней части пробки отшлифован так, чтобы на нем не обирались движущиеся вверх вместе с жидкостью зерна.

Впайку капилляра воронки в пробку желательно делать асимметрично: это уменьшает вероятность застревания зерен в этом месте при сливе. Превышение сливного отвода над нижней частью воронки подбирается так, чтобы даже при полном прекращении подачи жидкости в воронку пузырек воздуха не мог бы войти в капилляр, если колонка заполнена жидкостью. Однако в воронке практически не должно оставаться предыдущей, более легкой жидкости при вливании следующей, более тяжелой жидкости. При существенном увеличении внутреннего ди-



аметра в верхней части сливного отвода образуется пузырек воздуха, что уменьшает сечение вытекаемой жидкости в сливном отводе. Это может увеличить трение зерен о стенки, привести к их оставанию от потока "своей" жидкости и нарушению основы метода. Если хотя бы один из размеров зерен сопоставим с внутренним диаметром отвода и концентрация зерен в страте достаточно велика, то начало сливного отвода может закупориться, а опыт – нарушиться. Отметим еще, что при выделении страт зерен с жидчерез сливной отвод можно резко костью уменьщить скорость подачи жидкости на дно сосуда путем использования лишь небольшого перепада между уровнем жидкости в воронке и постоянным уровнем сливного отвода. На описанной конической колонке успешно делились на серию страт даже мономинеральные образцы кварца (фиг. 11).

Изложенное выше показывает, что разделение по плотности больших навесок (десятки граммов) зернистых образцов более перспективно проводить в конических, а не в цилиндрических колонках. Но в ряде случаев при исследовании

Фиг. 10. Схематический разрез конической колонки для деления зернистых образцов методом ступенчатого изменения плотности жидкости



Фиг. 11. Страты зерен кварца (фракция 0,20-0,25 мм) разной плотности, полученные в конусе жидкости со ступенчатым изменением плотности

нового образца необходимо предварительно определить, с каким шагом и в какой области плотности следует его делить. Для этой цели обычно делят навеску (~500 мг) в цилиндрической колонке малого объема (< 100 мл), так как именно в ней наиболее наглядно распределение страт минералов и возможно быстрое проведение опыта. В таком предварительном эксперименте часто целесообразно использовать и конус в основании колонки, и сливное отверстие в пробке: микроскопический анализ зерен разных плотностных фракций, полученных в предварительном делении малой навески образца, может существенно помочь более правильному выбору параметров эксперимента в зависимости от того, для решения какой задачи необходимо делить образец.
В заключение этого раздела подчеркнем, что с уменьшением шага по плотности, объема жидкости на каждый шаг, размера зерен и с увеличением концентрации зерен и вязкости жидкости процесс разделения зерен в методе ступенчатого изменения плотности замедляется и при определенных условиях практически прекращается. Примерно такая же картина имеет место и при работе с колонками жидкости с непрерывным изменением плотности, получаемым в гравитационных градиентных трубках или с помощью смесителей.

РЕПЕРЫ ПЛОТНОСТИ

Все исследования минералов и пород в гравитационном градиентном поле проводят с применением реперов плотности. Остановимся кратко на основных деталях техники эксперимента при использовании таких реперов.

При работе на гравитационной градиентной трубке: 1) обычно интервал плотности жидкости на приборах разных конструкций ~0,05г/см³. Поэтому, готовя каждый эксперимент, необходимо при комнатной температуре предварительно подогнать плотность рабочей жидкости к требуемой в пределах +0,01г/см³ с тем, чтобы исследуемый образец по плотности оказался в рабочей области прибора. Это удобно делать с помощью реперов плотности; 2) шкалу прибора нецелесообразно размечать в единицах плотности, привязка шкалы прибора к шкале плотности осуществляется путем установления в каждом опыте равновесного положения подобранного репера плотности; 3) цена деления шкалы прибора в единицах плотности определяется по равновесным положениям в рабочей (линейной) области прибора двух подобранных реперов плотности.

При работе с колонками жицкости со ступенчатым изменением плотности: в каждом эксперименте используют серию жидкостей с необходимыми плотностями. Подогнать плотность каждой жидкости (смесь одних и тех же двух компонентов) к требуемой можно с помощью реперов плотности. Для этого часто используют один репер. Однако более жесткий контроль за подбором плотности каждого объема жидкости можно провести с помощью двух реперов близкой плотности, когда более тяжелый тонет, а более легкий всплывает. Реперы подбирают так, чтобы их средняя плотность была равна (в пределах допустимой погрешности измерений) требуемой плотности.

конструкции реперов плотности

Требования к реперам плотности определяются условиями использования реперов. Они должны быть устойчивыми в рабочих жидкостях. За сравнительно длительное время использования в лабораторных условиях их плотность не должна выходить за пределы погрешности калибровки. Размер и форма реперов должны быть удобными для данных экспериментов; на поверхности реперов не должно быть открытых пор и трещин, существенных утлублений. Желательно, чтобы реперы разной плотности были визуально отличимы. Точность калибровки реперов должна соответствовать решаемой задаче. Метод и погрешности калибровки реперов плотности для разных целей могут быть существенно различными. Необходимая комплектност реперов плотности для проведения экспериментов при решении различных задач может быть также существенно различной. И наконец, одно из наиболее важных, на наш взгляд, требований к реперам плотности: калибровка реперов плотности, используемых в разных лабораториях, должна быть сопоставимой.

Мы использовали (Кац, 1966б; Кац и др., 1975б) реперы плотности двух конструкций. Однородные из оптически чистых стекол разных марок (фиг. 12, *a*); их можно сделать в виде обломков¹, а также правильной формы. Неоднородные реперы из стекла пирекс с впаянной платиновой проволочкой при плотности

¹ Реперы из оптических стекол в виде обломков неправильной формы были впервые использованы во ВСЕГЕИ.



Фиг. 12. Реперы плотности

 а – однородные из оптических стекол; б – неоднородные из стекла пирекс с впаянной платиновой проволочкой или с пузырьком воздуха

 \geq 2,25 г/см³ или с пузырьком воздуха при плотности \leq 2,25 г/см³ (фиг. 12,6), их плотность подгоняется под необходимую путем уменьшения объема либо стекла, либо впаянной платины; неоднородные реперы, как правило, неправильной формы. В случае выхода из стекла платиновая проволочка не должна быть покрыта пленкой стекла; на поверхности проволочки пленка легко крошится, что изменяет калибровку репера. Несмотря на то что однородные реперы невозможно подогнать под необходимую плотность, что создает трудности при подборе комплекта реперов с необходимыми плотностями, они имеют существенное преимущество перед неоднородными реперами, так как при случайном откалывании кусочка от однородного репера его плотность не меняется, а у неоднородных – меняется. Это уменьшает надежность неоднородных реперов, требует контроля значения их плотности, а в ряде случаев – новой калибровки.

Анализ разных марок оптических стекол, выпускаемых нашей промышленностью, показал, что в области плотности 2,2-3,9 г/см³ можно подобрать стандартную марку стекла, плотность которого (с точностью $\leq 0,05$ г/см³) отвечает необходимой¹. Ориентировочный список марок оптических стекол, отвечающих этой области плотности, приведен в работе М.Я. Каца, А.А. Рассказова, Е.Ф. Михайлова 1975б). Среди оптических стекол есть марки с существенно большей плотностью. Но мы более тяжелые минералы не исследовали и поэтому реперы с большей плотностью не изготовляли. С изменением состава оптического стекла изменяется как показатель преломления, так и плотность, поэтому для изготовления реперов можно сварить нестандартные стекла, обладающие требуемой плотностью в широких интервалах.

Определение плотности оптического стекла одной и той же марки (K-8), но разных варок (52 образца) показало, что разброс по плотности не превышает $\pm 0,01$ г/см³. Аналогичные результаты получены и для марки ЛК-5. В литературных источниках плотность оптических стекол дается до второго знака. Если необходимы реперы с близкой плотностью в пределах тысячных и десятитысячных, то правильнее их изготовлять из стекла разных варок одной и той же марки.

Плотность реперов не зависит от их формы. И мы часто использовали в работе реперы плотности неправильной формы — в виде обломков минерала или стекла. Однако при работе на градиентной трубке необходимо определять равновесное положение центра объема репера. Это можно сделать точнее на однородных реперах правильной формы: в равновесном положении вдоль градиента плотности жидкости устанавливается наименьший размер однородного репера плотности правильной формы. Наоборот, реперы неоднородные вдоль градиента плотности жидкости часто располагаются своим наибольшим размером (хвостик впаянной платины ориентируется книзу, а впаянный пузырек воздуха — кверху). Кроме того, с увеличением точности измерений необходимо поднимать точность калибровки реперов, что в свою очередь усиливает требования к улучшению состояния поверхности реперов. Это легче выполнить на реперах правильной формы. И наконец, использование в работе реперов неправильной формы без нумерации часто приводит к затруднениям в экспериментах из-за визуального сходства реперов. Нумерация возможна только для

⁴ Цветное оптическое стекло. Каталог (б.г.). Бесцветное оптическое стекло. Каталог (б.г.); Справочник конструктора... (1968).

реперов правильной формы, поэтому в последнее время мы изготавливаем по возможности реперы плотности лишь правильной формы, отполированные, обладающие нумерацией. Вообще на них следует помещать не номер, а их плотность. По-видимому, в дальнейшем удастся преодолеть некоторые трудности и в этом отношении.

Средний размер используемых нами реперов плотности варьирует от ~ 2 до ~ 10 мм. В градиентных трубках используют лишь реперы, средний размер которых по крайней мере в несколько раз меньше внутреннего диаметра измерительной кюветы. При работе со ступенчатым изменением плотности можно использовать реперы любого размера.

КАЛИБРОВКА РЕПЕРОВ ПЛОТНОСТИ

Под калибровкой реперов плотности понимается определение их средней плотности. Это справедливо как в отношении неоднородных, так и однородных реперов: нет идеальных кристаллов, нет идеально однородных стекол. Требуемая точность калибровки реперов плотности определяется степенью гетерогенности минералов и теми задачами, для решения которых предполагают использовать реперы. Например, для анализа влияния на плотность дефектов структуры кварца, обусловленных структурными и неструктурными примесями, погрешность калибровки реперов должна быть не более 1 · 10⁻⁴ г/см³ (Гусева и др., 1964); для анализа влияния на плотность дефектов структуры кварца, обусловленных включениями, реперы плотности следует калибровать с погрешностью до нескольких десятитысячных (Кац, Симанович, 1974); для выделения зерен разных типов из мономинеральных образцов кварца, глауконита, полевых шпатов и других погрешность в калибровке реперов должна быть не более 1 · 10⁻³ г/см³; для выделения минерала из поликомпонентных образцов, по видимому, можно воспользоваться и более грубой калибровкой реперов плотности. Для некоторых предварительных разделений минералов или ориентировочных определений их плотности достаточно воспользоваться просто кусочками оптического стекла определенных марок, имея в виду, что плотность разных варок одной и той же марки стекла изменяется лишь в пределах $\pm 0.01 \ r/cm^3$.

Следует подчеркнуть, что при любой точности всегда должна быть достаточно большая надежность результатов калибровки реперов плотности. На наш взгляд, это очень важное требование.

Наиболее точные калибровки реперов плотности основаны на методах гидростатического взвешивания, флотации, комбинации поплавкового метода с гидростатическим взвешиванием (Spaepen, 1959; Море, 1961; Смирнова, Торопин, 1967; Bowman, 1967).

Плотность больших блоков (~100 г) можно определить методом гидростатического взвешивания с точностью $1 \cdot 10^{-3}$ г/см³ даже на обычных технических весах, а с помощью аналитических весов – до $1 \cdot 10^{-4}$ г/см³. Однако, как уже указывалось, реперы плотности должны быть малого размера. Предположение, что все кусочки большого блока имеют ту же плотность, что и весь блок, может не всегда иметь достаточную надежность¹. Тем более что процесс дробления (или разделения) большого блока на объемы, пригодные для реперов, также может повлиять на плотность отдельных реперов. Контроль аттестации каждого репера должен быть тем более жестким, чем с большей точностью он калибруется.

Реперы плотности, используемые в нашей лаборатории, калибруются следующим путем: 1) серия опорных реперов объемом ~1 см³, изготовленных из стекла пирекс с впаянной внутрь платиной, имеющих форму, близкую оплавленному цилиндру, и из оптических стекол разных марок в виде отполированных цилиндров или параллелепипедов, откалибрована в Институте метрологии им. Д.И. Менделеева методом гидростатического взвешивания в термостатируемых условиях с точностью

¹ Во ВСЕГЕИ используют именно этот метод: определяют среднюю плотность больших блоков стекол и считают, что каждый обломок от него имеет ту же плотность.

 $\pm 1 \cdot 10^{-4}$ г/см³; 2) необходимые рабочие реперы промежуточной плотности или других объемов калибруются в лаборатории на гравитационной градиентной трубке путем сопоставления каждого из них с наиболее близким по плотности опорным репером. Поскольку погрешности измерения разности плотности двух реперов на градиентной трубке не превышают $1 \cdot 10^{-4}$ г/см³, то рабочие реперы устанавливаются с погрешностью не более $2 \cdot 10^{-4}$ г/см³. Таким путем калибруются реперы размером от 2 до 10 мм в градиентной трубке с внутренним диаметром измерительной кюветы ~30 мм.

В прошлые годы мы использовали метод калибровки реперов плотности непосредственно в градиентной трубке путем измерения уровня равновесного положения репера, зависимости температуры рабочей жидкости в кювете от высоты уровня, термического коэффициента объемного расширения рабочей жидкости и ее плотности при определенной температуре (Кац, 1966б). Однако в последнее время мы отказались от этого метода, так как он менее точен и более сложен, чем изложенные выше.

В заключение этого раздела остановимся на одном принципиальном вопросе. Общепринято, что плотность – очень важный параметр минералов, отражающий изменения в структуре минералов, и что анализ изменений их плотности играет большую роль в понимании ряда процессов в земной коре. Однако есть большая опасность, что плотность минералов, детально исследуемая точными методами в разных лабораториях, в дальнейшем невозможно будет сопоставлять и должным образом использовать. Это обусловлено отсутствием ГОСТов на реперы плотности и тем, что реперы плотности серийно не выпускаются, что нет единого квалифицированного пункта калибровки и поверки реперов плотности (аналогично пунктам поверки разновесов), что часто исследователи сами готовят себе реперы плотности и подручными средствами калибруют их.

комплектность реперов плотности

Какие реперы нужно иметь в лаборатории для исследования минералов и пород в гравитационном градиентном поле? Ответ зависит от того, какие именно породы и минералы необходимо исследовать, какова цель исследования и какую технику эксперимента предполагают при этом использовать.

На примерах исследования плотностей кварца, глауконита и других минералов показано, что разброс по плотности зерен мономинерального образца из данной породы может быть существенно больше, чем пределы изменения плотности, приводимые в справочных руководствах для каждого из этих минералов (Трегер, 1958). Анализ гетерогенности мономинеральных образцов проводится лишь в последние годы. Соответствующие данные о разбросе по плотности зерен мономинеральных образцов еще не попали ни в один справочник.

Некоторые задачи не требуют детального исследования плотности всего мономинерального образца. Например, газово-жидкие включения в кварце разного генезиса в основном находится в зернах с плотностью < 2,65 г/см³, включения более тяжелых минералов в кварце разного генезиса – в зернах с плотностью > >2,65 г/см³. Наиболее близкое к истинному значению К-Аг возраста древних (рифейских) пород получено при измерениях по тем глобулям глауконита из мономинеральных образцов, плотности которых лежат в области 2,65–2,75 г/см³; аналогичные данные по чешуйкам биотита из протерозойской породы – в области 2,9–3,0 г/см³.

При работе на градиентной трубке необходимо иметь по крайней мере два репера с интервалом по плотности порядка 0,03 г/см³ в средней части рабочей области, так как вся шкала плотности ~0,05 г/см³. В частности, гистограмма мономинерального образца кварца, как правило, не выходит за область 0,05 г/см³, но для образцов из пород разного генезиса гистограммы могут быть сдвинуты в сторону меньшей или большей плотности (например, для жильного кварца и для кварца из метаморфических пород). Поэтому при исследовании мономинеральных образцов кварца желательно иметь три-четыре репера плотности с интервалами между ними порядка 0,02 г/см³ в области 2,61–2,67 г/см³. По В.В. Трёгеру (1958), вариации плотности кварца 2,64–2,66 г/см³.

Анализ образцов минералов, зерна которых имеют разброс по плотности больше 0,05 г/см³, осуществляется методом ступенчатого изменения плотности.

Анализ распадается на два этапа: 1) грубо определяют область вариации плотности зерен с шагом порядка 0,1 г/см³; 2) детально делят образец с необходимым шагом по плотности. Для образцов глауконита в глобулях область вариации плотности лежит в пределах 2,2-2,9 г/см³, аналогичные данные для чешуек биотита 2,5-3,1 г/см³. Мономинеральные образцы обычно достаточно делить на 8-12 плотностных фракций. Чаще всего мы использовали шаг по плотности $\sim 0,02$ г/см³. Но были и такие образцы, из которых выделялось более 20 фракций, которые делились как с большим, так и с меньшим шагом (до 0,005 г/см³). Комплект реперов плотности, необходимый для экспериментов такого типа, определяется областью вариации плотности зерен данного минерала и требуемым шагом по плотности при разделении его на разные плотностные фракции.

Требуемые плотности жидкостей в методе ступенчатого изменения плотности подгоняют под необходимые либо одним репером, либо (точнее) двумя подобранными реперами с близкой плотностью. Но часто с помощью реперов плотности заготавливают не все требуемые для данного эксперимента жидкости, а только две – с наименьшей и наибольшей плотностью. Все остальные жидкости с промежуточной плотностью получают их смешением в соответствующих пропорциях. Так значительно легче достичь постоянного шага по плотности, чем с помощью реперов. В необходимых случаях при расчете шкалы плотности можно учесть возможную неточность, обусловленную неаддитивностью объемов при смещении легкой и тяжелой жидкостей. Поправка будет тем больше, чем больше интервал плотности между смещиваемыми жидкостями. При грубом определении вариации плотности зерен с шагом до ~0,1 г/см³ эта неточность несущественна. При малых различиях плотности жидкостей эта поправка мала и также, видимо, несущественна.

Аналогично подбирались комплекты реперов плотности для анализа других минералов (полевого шпата, мусковита), а также граувакк и кремнистых пород разного генезиса (все в области 2,00–3,10 г/см³). Совершенно очевидно, что при исследовании, например, янтаря или алмаза требуются реперы другой плотности.

ТЕХНИКА ЭКСПЕРИМЕНТА

Техника эксперимента для исследования минералов и пород в гравитационном градиентном поле разрабатывалась не только для определения их плотностных свойств. Как указывалось выше, природные мономинеральные образцы гетерогенны. Поэтому наиболее ценную информацию о вещественном составе образцов горных пород можно получить при исследовании физическими и химическими методами не мономинеральных образцов в целом, а зерен разных типов, выделенных из них. Развитие техники эксперимента оказалось таким, что извлечение зерен разных типов из мономинеральных образцов к настоящему времени осуществляется наиболее эффективно в гравитационном градиентном поле. Соответственно основное внимание при развитии техники эксперимента было уделено детальному делению мономинеральных образцов на фракции в узких интервалах плотности. Измерению плотности отдельных зерен минералов мы практически не уделяли внимания. Информация о плотностных свойствах образцов всегда получается при анализе его гетерогенности в гравитационном поле. Вопросами исследования плотности зерен идеально чистых разностей данного минерала мы также не занимались: идеальных кристаллов в природе нет, практически все природные мономинеральные образцы гетерогенны.

Последовательность отдельных операций описана выше. Для более правильной ориентации исследователей при планировании работ такого типа остановимся лишь на некоторых наиболее важных вопросах техники эксперимента этого по существу нового направления в области минералогических, физических и химических методов исследования. На вопросах, освещенных в справочных руководствах, и на вопросах, описанных в печати, мы остановимся совсем кратко. На некоторых новых деталях уже проведенных или планируемых экспериментов остановимся подробнее. В конце раздела мы опишем источники погрешностей измерения.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛОТНОСТНОЙ ГЕТЕРОГЕННОСТИ МИНЕРАЛОВ

Рабочие жидкости для исследования минералов и пород в гравитационном градиентном поле лежат в широкой области плотности от ~0,8 до ~4,0 г/см³. Обычно используют общеизвестные тяжелые жидкости (бромоформ, йодистый метилен, жидкость Клеричи и др.) и их легкие растворители. В эти границы плотностей попадает широкий круг минералов (Трёгер, 1958). При детальном анализе плотности минералов и пород, как правило, применяют двухкомпонентные смеси с плотностью, подогнанной путем подбора соответствующих концентраций тяжелой жидкости и ее легкого растворителя к требуемой в каждом данном опыте. При подборе компонентов для рабочей жидкости общепринято учитывать пределы требуемой плотности, смешиваемость жидкостей, их токсичность, регенерируемость тяжелой жидкости из смеси и т.п. При точных исследованиях минералов и пород в тяжелых жидкостях важно учитывать также их вязкость, давление паров каждой компоненты при рабочих температурах и термический коэффициент объемного расширения рабочей смеси (фиг. 13), численные значения которых для ряда широко используемых жидкостей опубликованы (Кац, 1966б). Отметим лишь, что мы отказались от общепринятой смеси бромоформа со спиртом в пользу смеси бромоформа с диметилформамидом, так как разность давлений их паров существенно меньше.

Шкала плотности в гравитационных градиентных трубках определяется в каждом опыте путем установления равновесных положений двух подобранных реперов плотности: зная разность их плотности $\Delta \rho$ и установив разность их равновесных уровней ΔH , рассчитывают цену деления шкалы прибора в единицах плотности $\Delta \rho / \Delta H$. Точность цены деления шкалы определяется конструкцией прибора и погрешностями калибровки реперов плотности. При работе с колонками жидкости со ступенчатым изменением плотности шкала определяется реперами плотности не в колонке, а в период подготовки серии жидкости с требуемой плотность стью для ланного эксперимента.

При делении образца на фракции по плотности в гравитационной градиентной трубке с точки зрения техники эксперимента более правильно пользоваться не двумя, а одним репером плотности, равновесный уровень которого располагался бы в нижней части распределения зерен по плотности. Второй репер в верхней части



Фиг. 13. Зависимость термического коэффициента объемного расширения смесей тяжелых жидкостей с соответствующими легкими растворителями от плотности смеси

1 — жидкость Клеричи и ее смеси с водой; 2 — йодистый метилен и его смеси с диметилформамидом; 3 — жидкость Туле и ее смеси с водой; 4 — бромоформ и его смеси со спиртом; 5 — бромоформ и его смеси с диметилформамидом распределения всегда мещает процессу деления минералов: выливающаяся жидкость с зернами его придавливает к одному из двух-трех отверстий в нижней части капилляра, что ухудшает условия проведения эксперимента (см. фиг. 6). Как уже подчеркивалось ранее, в приборах конструкции ГИН АН СССР. (см. фиг. 1-3) в каждом опыте можно фиксировать либо температуру блоков, либо разность температуры вдоль теплопровода. Измерив заранее цену деления прибора в единицах плотности и поддерживая в дальнейшем те же значения температур блоков или разности температур в теплопроводе, можно в каждом последующем опыте использовать один репер только для привязки шкалы прибора к шкале плотности.

В р е м я, необходимое для установления равновесных уровней зерен в гравитационных градиентных трубках, определяется как периодом установления термического равновесия в жидкости, так и временем, в течение которого зерно достигает своего равновесного уровня в жидкости с градиентом плотности при данных условиях эксперимента. Эти процессы идут лишь частично параллельно, ибо второй процесс должен оканчиваться после окончания первого. В экспериментах, проводивцихся в нашей лаборатории, зернистый образец с репером (или реперами) выдерживался в гравитационной градиентной трубке в каждом опыте ~2,5 ч до начала измерения или разделения. Причем проводился визуальный контроль: считалось, что репер и зерна достигли своих равновесных уровней, если при неизмененном режиме работы прибора примерно за вторую половину или последнюю треть этого времени фиксировалась неизмененность равновесных уровней репера плотности в пределах погрешности измерений и неизмененность общего распределения зерен относительно репера. Такие завышенные значения интервалов времени по сравнению с теоретическими оценками времени установления равновесных уровней зерен в жидкости с градиентом плотности (см. фиг. 5) давали достаточную надежность в результатах измерений с учетом также и времени установления термического равновесия в жидкости.

Плотность отдельных зерен минералов определяется в гравитационной градиентной трубке. В прибор вводят жидкость с необходимой плотностью, два требуемых репера плотности и исследуемое зерно. После установления равновесных уровней реперов и зерна определяют разность уровней как реперов плотности ΔH , так и исследуемого зерна относительно одного из реперов плотности Δh . Обычно реперы плотности подбирают так, чтобы равновесный уровень зерна лежал между равновесными уровнями реперов, а разность Δh определяют относительно наиболее близкого репера. Плотность зерна равна

$$\rho = \rho_1 \pm \frac{\Delta \rho}{\Delta H} \Delta h ,$$

где ρ_1 — плотность репера, относительно которого определялось Δh , $\Delta \rho$ — разность плотности реперов. Если равновесный уровень репера, относительно которого определялось Δh , находится выше равновесного уровня зерна, то в формуле будет знак "плюс". При определении плотности ряда зерен в одном опыте для каждого из них определяют свое значение Δh .

Мы этот прием используем главным образом для калибровки вновь изготовляемых рабочих реперов плотности путем сравнивания с откалиброванными опорными реперами.

Плотностные свойства зернистого образца определяют по гистограмме распределения его зерен по плотности, которую измеряют с помощью либо гравитационной градиентной трубки, либо колонки со ступенчатым изменением плотности жидкости в зависимости от свойств образца и решаемых задач. В настоящее время мы придерживаемся следующего критерия: если разброс зерен по плотности не превышает 0,05 г/см³ и для исследования достаточно использовать малую навеску исходного образца (~500 мг), то его гистограмму методом деления определяют в гравитационной градиентной трубке; если разброс зерен по плотности > 0,05 г/см³ и необходимо делить существенно бо́льшую исходную навеску, то образец исследуют в колонке со ступенчатым изменением плотности жидкости¹. Поскольку все природные мономинеральные образцы гетерогенны, то в геологоминералогических исследованиях более перспективно определять не плотности отдельных зерен данного минерала, а плотностные свойства образца в целом, состоящего из всех зерен данного минерала из образца исследуемой породы, характеризуемого гистограммой распределения его зерен по плотности и соответствующими статистическими характеристиками.

Гистограмму распределения зерен по плотности, измеренной в гравитационной трубке, можно строить по данным, полученным либо методом подсчета, либо методом деления. Метод подсчета состоит в том, что после установления равновесных уровней исследуемых зерен и реперов плотности в приборе определяют число зерен на единицу длины трубки и равновесные уровни реперов плотности. Далее строят гистограмму распределения зерен образца по плотности. По ряду причин в последние годы мы от этого метода практически отказались, несмотря на его простоту. Его можно использовать лишь на ограниченном числе зерен (~70), которые во многих случаях, как показал опыт работы, могут оказаться недостаточно представительными для данного образца. А предварительный микроскопический отбор наиболее представительных зерен из образца только ухудшает положение в этом отношении. Но главный его недостаток состоит в том, что он не дает информации о факторах, обусловливающих гетерогенность мономинерального образца, а лишь позволяет определять плотностные его свойства.

Метод деления, состоящий в том, что после достижения всеми зернами своих равновесных уровней в приборе определяют равновесный уровень репера плотности и извлекают из гравитационной градиентной трубки, находящиеся между заданными уровнями зерна вместе с жидкостью. Обычно используют одинаковый шаг по плотности для разных плотностных фракций. Детали техники разделения описаны в разделе "Извлечение зерен разной плотности". Взвесив каждую плотностную фракцию на аналитических весах, строят гистограмму распределения зерен по плотности. Этим методом наиболее точные результаты получали при разделении образцов кварца размерных фракций, лежащих в пределах от ~0,1 до ~0,31 мм, в приборе с внутренним диаметром измерительной кюветы ~30 мм, градиентом плотности ~0,0025 г/см³ на 1 см, при шаге ~0,005 г/см³ и при исходной навеске образца ~500 мг. Чтобы рассчитать гистограмму распределения зерен по плотности для мономинерального образца, нужно провести микроскопический анализ зерен каждой фракции и внести при необходимости поправки в значения веса соответствующих фракций на присутствие в них зерен других минералов (или агрегатов, сростков). Опыт работы показал, что большинство образцов (в частности, кварца), которые в целом микроскопически кажутся мономинеральными, в действительности содержат небольшое количество зерен примесей (часто < 1%). Они, как правило, собираются лишь в нескольких фракциях - самых легких и (или) самых тяжелых, где уже содержатся в более существенных количествах (больше 1%) и легко контролируются микроскопически. В методе деления в каждом опыте используют тысячи или десятки тысяч зерен, которые уже достаточно представительны для данного образца, ибо отбираются из него без элементов субъективизма. В каждой фракции оказывается достаточное количество зерен для микроскопического анализа включений (газово-жидких или других минералов) и других особенностей зерен кварца.

Описанным методом деления был выполнен ряд более ранних работ. В процессе выполнения было установлено, что во многих образцах кварца имеется резкий пик распределения зерен по плотности, что при сливании пиковой фракции из-за большой концентрации зерен в ней некоторое их количество может не попасть с рабочей жид-

¹ С 1966 г. мы совершенно отказались от описанного в работе (Кац, 1966б) метода определения в гравитационной градиентной трубке гистограммы распределения по плотности зерен образцов в случаях, когда разброс зерен по плотности существенно больше 0,05 г/см³. При этом каждый образец необходимо было исследовать в серии опытов в "смежных" областях плотности, чтобы затем по результатам измерений составить одну гистограмму, используя равновесные положения двух реперов плотности, специально подобранных к каждому опыту. Этот прием технически устарел.

костью в стаканчик с соответствующей фракцией (см. фиг. 6), а остаться в трубке и "засорить" последующие более тяжелые фракции. Это усугубляется еще и тем, что со стороны больших плотностей пик распределения часто имеет очень резкий спад, в силу чего именно здесь выбирают границу пиковой фракции, чтобы наиболее точно определить максимум распределения. При исследовании коллекции эталонных образцов кварца это осложнение было устранено следующим путем. После сливания пиковой фракции дальнейшее разделение образца прекращают. Из прибора вынимают капилляр (см. фиг. 6). Стеклянную рабочую кювету с оставшимися более тяжелыми фракциями дополняют той же рабочей жидкостью до нормального уровня и заново ставят ее в прибор, как при новом опыте. После установления равновесных уровней зерен и репера сливают заново рабочую жидкость с зернами на фракции таким же путем в соответствующие стаканчики, как и в первый раз (по равновесному положению репера устанавливают те же границы между фракциями, как и при первом делении). Оказывается, что при втором делении во фракциях над пиковой (более легких) зерен совсем нет; в пиковой фракции есть совсем немного зерен, а далее идут более тяжелые, не тронутые в первом делении фракции. Это можно наблюдать визуально. Следует подчеркнуть, что при повторном делении необходимо быть особенно внимательным – следует установить такие же границы между фракциями, какие были при первом делении, и выливать одни и те же фракции в те же самые стаканчики, что и при первом делении, ибо в противном случае могут возникнуть ошибки.

Описанный вариант метода деления мономинеральных образцов кварца был нами ипроко использован. Однако он имеет гот существенный недостаток, что делится очень малая исходная навеска, и почти во всех плотностных фракциях материала оказывается недостаточно для детального анализа гетерогенности мономинеральных образцов разными методами исследования (спектральным, рентгеноструктурным, микроскопическим, декрепитации, механического и химического разрушения и т.п.). Предварительные эксперименты с кварцевым песком показали, что в будущем удастся проводить деления на плотностные фракции образцы весом до 20 г и более с помощью как широких гравитационных градиентных трубок (Кац, Рассказов, 1973), так и колонок жидкостей со ступенчатым изменением плотности (Кац, Долгопольская, 1976). Остановимся на втором, наиболее перспективном методе.

Метод ступенчатого изменения плотности жидкости при делении образцов на плотностные фракции с шагом $> 0,02 \text{ г/см}^3$ ранее описан. Как правило, такие опыты проводят в конической колбе емкостью 50–100 мл при делении нескольких граммов и емкостью 500 мл при делении десятков граммов образца. Построецие гистограмм распределения зерен мономинерального образца при разбросе зерен > 0,05 г/см³ в результате проведения такого типа сравнительно грубых экспериментов не вызывает затруднений. Однако зерна ряда минералов (в частности, кварца) имеют разброс по плотности $\leq 0,05 \text{ г/см}^3$. Их надо делить более точно – с шагом $\leq 0,005 \text{ г/см}^3$. При навесках образца ≤ 1 г такие опыты проводят на гравитационной трубке. Контрольные опыты с кварцевым песком показали, что при необходимости делить с такой точностью образцы в десятки граммов можно также использовать метод ступенчатого изменения плотности жидкости, но более точный. Опишем его.

Опыты проводят в конической колбе объемом 500 мл (см. фиг. 10). Заготовляют серию жидкостей с требуемым шагом по плотности (~0,005 г/см³). В таких точных опытах особенно важно довести до минимума возможные влияния конвекционных потоков. Установлено, что при проведении в этих условиях всего эксперимента в течение 2,5–3 ч конвекционные потоки на дне колбы визуально не наблюдаются. С целью уменьшения вероятности конвекционных потоков при заданных условиях эксперимента снижают скорость течения рабочих жидкостей на дно колбы путем уменьшения диаметра капилляра воронки либо путем введения в капилляр проволочки необходимого диаметра. Исследуемый образец кварцевого песка кипятят 5–10 мин в 10% ном растворе HCl для снятия возможных железистых пленок, затем отмывают и высушивают. Перед опытом образец кипятят ~5 мин в этиловом спирте, заменяют спирт балластной жидкостью, с которой и вводят образец в колбу. До разделения зерен колбу, включая и сливной отвод, заполняют балласт-

ной жидкостью: она состоит из тех же компонентов, что и рабочие жидкости, но имеет плотность меньше, чем самая легкая из рабочих жидкостей. При этом скорость потока жидкости на дно колбы зависит в основном от разности уровней жидкости в воронке и сливного отвода, которую можно поддерживать примерно одинаковой для идентичности условий выделения всех страт зерен из образца. На дно колбы вводят рабочие жидкости последовательно, по мере увеличения их плотности, а в конце — самую тяжелую (выталкивающую) жидкость, собирая через сливной отвод зерна каждой из страт (см. фиг. 11).

Термический коэффициент объемного расширения рабочей жидкости 95 х $x 10^{-5}$ град⁻¹ (Кац. 1966б), т.е. при изменении температуры на 1°C плотность жидкости изменяется на ~0,0025 г/см³. Мы подгоняли каждую жидкость под необходимую плотность при комнатной температуре в пределах ±0,2°C. В этих опытах важно поддерживать постоянство температуры в определенных пределах, а не ее абсолютное значение, ибо термический коэффициент объемного расширения кварща на порядок меньше, чем тяжелых жидкостей. Погрешность за счет непостоянства температуры жидкости практически была в 10 раз меньше, чем шаг по плотности 0,005 г/см³. Каждая жидкость готовилась в стакане с крышкой емкостью 500 мл с мешалкой и нормальным термометром с ценой делений 0,1°C. В каждом опыте готовились четыре жидкости: самая легкая (балластная); с малой и большой плотностью для получения путем смещения всех рабочих жидкостей с промежуточной плотностью; самая тяжелая жидкость для выталкивания из конуса в сборник фракций зерен последних страт.

Все промежуточные жидкости с требуемым шагом по плотности готовились путем смешения в соответствующих пропорциях одних и тех же двух жидкостей. Они готовились наиболее тщательно: плотность каждой из них подгонялась под необходимую при рабочей температуре методом "тонет-всплывает" при помощи двух калиброванных реперов плотности. Для этого использовали две пары реперов плотности: 2,6317 и 2,6334; 2,6580 и 2,6594 г/см³. Поскольку разность концентраций бромоформа в этих двух жидкостях очень мала (разность их плотности приблизительно в 70 раз меньше, чем разность плотности бромоформа и диметилформамида), то эндотермический эффект при их смещении, как показывают результаты экспериментов, не должен играть существенного значения.

По мере поднятия страт зерен в конусе их площадь уменьшается, а толщина увеличивается; поэтому границы страт размываются. Какое-то количество зерен с промежуточной плотностью находится между стратами (см. фиг. 11). В этих условиях контролировать визуально прохождение через выходное отверстие каждой страты затруднительно. Поэтому контроль осуществляется путем отбора мерного объема жидкости с зернами. Так как каждой жидкости с заданной плотностью заливалось по 100 мл, то вначале отбирался не весь объем балластной жидкости, а на 50 мл меньше, чем заливалось. Затем отбиралось по 100 мм на каждую фракцию (на каждую страту зерен), т.е. по 50 мл каждых двух смежных по плотности жидкостей. Именно в этом объеме должна находиться страта с зернами, плотности которых лежат между плотностью этих жидкостей.

Проведен независимый контроль результатов экспериментов с помощью реперов $\rho_1 = 2,6427$, $\rho_2 = 2,6440$, $\rho_3 = 2,6455$, $\rho_4 = 2,6468$ и $\rho_5 = 2,6477$ г/см³ (фиг. 14). При этом оказалось, что истинная плотность жидкости в каждой страте на ~0,003 г/см³ меньше, чем по расчету, если исходить из плотности двух исходных жидкостей и их объемных концентраций при смешении. Это можно объяснить рядом деталей техники эксперимента. Каждая более тяжелая жидкость может частично разбавиться предыдущей более легкой за счет: 1) остатков жидкости в воронке; 2) пленок жидкости, непосредственно прилегающих к поверхности каждого зерна; 3) даже небольших явлений турбулентности на их контакте при наливании очередной более тяжелой жидкости на дно конуса и т.п. Шкала плотности на фиг. 14 приведена с учетом этого. Однако и в этом случае гистограмма может оказаться сдвинутой вправо (в область большей плотности) на одну-две тысячных по сравнению с результатами измерений в градиентной трубке, когда и реперы плотности, и исследуемые зерна находятся при более высокой температуре (~40°C) по сравне-



Фиг. 14. Воспроизводимость гистограмм распределения по плотности зерен кварцевого песка, построенных по данным, полученным методом ступенчатого изменения плотности жидкости в конусе. Стекольный кварцевый песок, фракция 0,20–0,25 мм, из Новоселовского карьера, Харьковская обл., дер. Новая Водолага Y – усредненная гистограмма

нию с условиями работы с конусом. Это, по-видимому, обусловлено различиями термических коэффициентов объемного расширения кварца и оптических стекол, из которых сделаны используемые реперы плотности.

Из результатов измерений (см. фиг. 14) видно, что методом ступенчатого изменения плотности жидкости в конусе можно делить навески до ~ 50 г мономинеральных образцов кварца в зернах на фракции $\sim 0,005$ г/см³ при размере зерен $\geq 0,2$ мм с достаточно хорошей воспроизводимостью. Естественно, что это должно быть справедливо и в отношении многих других минералов. Ответ на вопрос о том, до какой величины образца и до какого меньшего размера зерен можно делить этим методом с получением надежных результатов и должной точности, могут дать лишь последующие эксперименты. Нет сомнения в том, что описанная техника эксперимента достаточно точна для анализа гетерогенности кварца в зернах и при использовании больших навесок существенно проще, чем при работе на гравитационной градиентной трубке, ибо требует лишь калиброванных реперов плотности и простых стеклянных деталей вместо несерийного прибора. Однако пока метод ступенчатого изменения плотности требует ввода постоянной поправки (-0,003 г/см³) и имеет сравнительно большие систематические погрешности изменения ступенчатого изменения в том и изменения в том и изменения плотности требует ввода постоянной поправки (-0,003 г/см³) и имеет сравнительно большие систематические погрешности изменения.

рения плотности кварца в зернах. В частности, погрешность определения средней плотности образца этим методом порядка одной-двух тысячных, что в два-три раза больше, чем в методе градиентной трубки.

Остановимся кратко еще на некоторых деталях опыта работы нашей лаборатории при исследовании минералов и пород в гравитационном градиентном поле.

Статистические характеристики плотности мономинеральных образцов рассчитывались на ЭВМ по исходным данным для гистограммы распределения зерен по плотности. На программах расчета мы не останавливаемся, так как для разных машин они имеют свои особенности, а соответствующие исходные соотношения постаточно общеизвестны.

Во многих экспериментах при исследовании кварца в зернах из данной породы может оказаться необходимым выделить лишь зерна определенных типов из сравнительно больших навесок образца. Например, при анализе состава газово-жидких включений в зернах кварца, при декрепитационном анализе и т.п. исследователя могут интересовать в основном лишь зерна тех типов в образце, где больше всего сосредоточены газово-жидкие включения (< 2,650 г/см³); при исследовании включений более тяжелых эминералов в зернах кварца — зерна главным образом с плотностью > 2,650 г/см³; при исследовании свойств оптически наиболее чистых разностей кварца — зерна, обладающие плотностью, близкой к оптически чистому кварцу – 2,647 ± 0,001 г/см³, и т.д. Такого типа разделения природного кварца в зернах, по-видимому, наиболее перспективно проводить с помощью одной или нескольких тяжелых жидкостей с требуемыми плотностями, подогнанными с точностью 0,001 · n г/см³ соответствующими парами реперов плотности, т.е. методами ступенчатого изменения плотности жидкости. Однако плотность наиболее чистых разностей кварца, естественно, необходимо анализировать в гравитационных гралиентных трубках до четвертого-пятого знака после запятой.

Требования к точности отбивки г раниц фракций по плотности, естественно, должны быть тем более жесткими, чем уже плотностные фракции. Точность отбивки зависит еще от цели исследования. Как правило, наиболее жесткие требования должны быть предъявлены при анализе плотностных свойств минералов, когда специально для этой цели строится гистограмма распределения по плотности зерен данного минерала, выделенного из данной породы. В ряде случаев, при анализе гетерогенности мономинеральных образцов и особенно при разделении минералов, эти требования, по-видимому, могут быть менее жесткими. Гистограммы распределения по плотности зерен разных минералов, входящих в смесь, могут даже перекрываться. Однако различия физических и химических свойств зерен разных типов, попадающих в разные плотностные фракции мономинерального образца, часто незначительны. Действительные точности отбивки границ фракций непосредственно сказываются на воспроизводимости гистограмм распределения¹.

Сопоставимость результатов измерений плотностных свойств минералов, выполненных в разных лабораториях, зависит в значительной степени от калибровочных данных для используемых реперов плотности, от конструктивных данных используемой несерийной аппаратуры и т.п. Кроме того, очень важно всегда фиксировать, в какой рабочей жидкости определялась плотность минерала. Например, установлено, что при анализе чистого, "мономинерального" образца глауконита в глобулях (ордовикские отложения месторождения Муарду) одни и те же зерна попадают в существенно разные фракции при работе с разными рабочими жидкостями: их плотность, определяемая в смеси бромоформа и диметилформамида, на ~0,07 г/см³ выше, чем плотность, определяемая в смеси йодистого метилена и деметилформамида. Это результат различной степени заполнения рабочей жидкостью открытых пор и трещин в глобулях глауконита, зависящего, в частности, от размера пор, их количества, размера зерен, времени нахождения глобуль в рабочей жидкости, смачиваемости твердого тела рабочей жидкостью, растворимости в рабочей жидкости газа, находящегося в порах, и т.п. Из этого факта следует, что ги-

См. раздел "Погрешности измерений".

стограмму распределения зерен определенного образца по плотности более правильно строить по данным одного эксперимента, что выводы из сопоставления результатов измерений, выполненных с помощью разных рабочих жидкостей над одним и тем же образцом или над серией образцов данного минерала из пород разного генезиса, следует оценивать критически. Естественно, все это зависит от минерала, дефектов его структуры и т.п.

Описываемые методы анализа зернистых образцов в гравитационном градиентном поле в принципе не зависят от формы зерен: все измерения идут, когда зерна находятся уже в устойчивом равновесии. Исследовались как изометричные зерна каркасных минералов (кварц, полевые шпаты и т.п.), так и чешуйки слоистых минералов (биотит, мусковит и др.), глобули глауконита и т.п. Но поскольку характер движения зерна в жидкости с градиентом плотности к своему равновесному положению зависит как от массы и объема зерна, так и от его формы, то, естественно, при исследовании слоистых минералов при прочих равных условиях следует пользоваться несколько бо́льшими размерами чешуек и, возможно, меньшей их объемной концентрацией, чем при исследовании изометричных зерен каркасных минералов.

В случаях, когда задача сводилась к разделению мономинерального образца на зерна разных типов и когда позволяли условия эксперимента, образец делился целиком во всей необходимой области шкалы плотности и, как правило, на фракции с равной шириной интервала по плотности. Делить образец целиком особенно важно, когда впервые исследуют минерал из данной породы независимо от того, что этот минерал только из других пород уже неоднократно исследовался и что его зерна были во вполне ограниченной области шкалы плотности.

При детальном разделении в гравитационном градиентном поле "мономинеральных" образцов, выделенных из породы другими широко распространенными методами, в крайних плотностных фракциях – самой легкой и (или) самой тяжелой – часто оказывались более высокие частоты в гистограммах распределения зерен по плотности, чем в смежных фракциях. При микроскопическом анализе плотностных фракций всегда выяснялось, что в крайних находятся зерна других минералов, обломки породы, сростки и т.п., а не только зерна исследуемого минерала.

Исходя из контрольных опытов, описываемых ниже, мы во всех исследованиях зернистых образцов минералов и пород с размером зерен не больше 0,25 мм выдерживали образец в рабочей жидкости (смесь бромоформа и диметилформамида) не менее 2 ч. Это создавало надежность в заполнении открытых пор и трещин рабочей жидкостью, что необходимо для получения стабильных, воспроизводимых результатов измерений. При работе на гравитационной градиентной трубке это выполнялось автоматически, так как время установления равновесных уровней исследуемых зерен порядка 2 ч. При работе по методике ступенчатого изменения плотности образец заливается первой – самой легкой – рабочей жидкостью и выдерживается в ней предварительно в течение такого времени, чтобы общее время нахождения зерен в рабочей жидкости до разделения было также порядка 2 ч или более.

Разброс по плотности зерен кварца из данного образца, как правило, порядка 0,05 г/см³; общий разброс зерен кварца в образцах, выделенных из пород разного генезиса, от ~2,61 до ~2,68 г/см³. До сих пор кварц делился только на гравитационных градиентных трубках. Разброс по плотности глобуль глауконита из данного образца может варьировать на порядок и более в зависимости от генезиса глауконита (от ~0,05 до ~0,5 г/см³); общий разброс по плотности глобуль глауконита в исследованных образцах, выделенных из пород разного генезиса, от ~2,20 до ~2,90 г/см³. При этих условиях, естественно, делить мономинеральные образцы глауконита на плотностные фракции следует методом ступенчатого изменения плотности, а не на трубке. Примерно такая картина наблюдается также с биотитом, мусковитом и граувакками (Кац, 1966б; Коссовская, Дриц, 1971; Шутов и др., 1972; и др.), а также с некоторыми кремнистыми породами, например со фтанитом (Кац, Хворова, 1970). Однако для яшм разного генезиса общий разброс по плотности зерен размером ~3 мм наблюдается лишь в области от ~2,62 до ~2,68 г/см³, а гистограмма распределения по плотности зерен (фракций 0,20,25 мм) исследованного образца новакулита умещается в пределах лиць нескольких сотых по шкале плотности вблизи 2,645 г/см³, как и у мономинеральных образцов кварца.

В задачах, которые решались в нашей лаборатории, как правило, достаточно было выделять фракции по плотности шириной $\geq 0,005$ г/см³, причем в большинстве случаев фракции от ~0,005 до ~0,01 г/см³ выделялись на гравитационной градиентной трубке, а фракции $\geq 0,02$ г/см³ – в колонках жидкости со ступенчатым изменением плотности.

Из изложенного выше видно, что методы гравитационной градиентной трубки и ступенчатого изменения плотности жидкости взаимно дополняют друг друга и что правильный выбор одного из них определяется в основном задачами исследования.

В заключение этого раздела отметим, что, по-видимому, возможности описанных методов анализа минералов и пород в гравитационном градиентном поле еще не исчерпаны ни с точки зрения деления больших навесок (>50 г), ни с точки зрения деления на фракции в более учких интервалах плотности (< 0,005 г/см³), ни с точки зрения анализа более мелких зерен < 0,06 мм. Учитывая большую перспективность этого метода в геолого-минералогических исследованиях, в дальнейцем планируются соответствующие поисковые эксперименты.

погрешности измерений

Погрешности измерений можно разделить на три группы: обусловленные техникой эксперимента, особенностями объекта исследования и явлением увлечения (или процессом разделения). Анализ источников погрешностей может быть полезен для правильного выбора методики исследования в гравитационном градиентном поле и наиболее полного использования с должной надежностью количественных результатов экспериментов при решении той или иной задачи.

Погрешности, обусловленные техникой эксперимента, связаны, как подчеркивалось выше, с конструкцией гравитационной градиентной трубки или колонки жидкости со ступенчатым изменением плотности; с методом извлечения зерен в узком интервале плотности как из трубки, так и из колонки; с конструкцией, калибровкой и комплектностью реперов плотности; для конкретного опыта — со степенью идентичности температур рабочих жидкостей в колонке со ступенчатым изменением плотности; со значением и степенью идентичности термического коэффициента объемного расширения материала, из которого сделаны реперы плотности, и исследуемых зерен, а также с градиентом температуры в трубке и т.п.

На величину погрешностей, обусловленных объектом исследования, влияют: размер зерен и их концентрация в рабочем объеме трубки после достижения зернами своих равновесных уровней или в страте колонки со ступенчатым изменением плотности; пористость исследуемых зерен и смачиваемость их поверхности рабочей жидкостью; в какой-то степени также и неоднородность зерен исследуемого образца по размерам плотности и по форме, так как неоднородность по плотности может усилить явление увлечения, а неоднородность по размерам и форме зерен обусловливает неоднородность во времени установления равновесных уровней зерен, и т.п.

Погрешности, обусловленные явлением увлечения зернами с данными свойствами некоторого количества зерен (из исследуемого образца) с другими свойствами, имеют место практически при всех методах разделения минералов. Это связано с тем, что в процессе разделения разные зерна образца (из-за его гетерогенности) в принципе могут испытывать разную по величине и (или) по направлению результирующую силу в сепараторах, основанных на электрических, магнитных, гравитационных и других свойствах исследуемых зерен. В основном именно явлением увлечения обусловлен широко известный из литературных данных факт, что для получения наиболее чистых "мономинеральных" образцов проводят повторные перечистки в идентичных условиях.

Систематические ошибки в основном возникают за счет неточности калибровочных данных для реперов плотности. Случайные погрешности измерений, ухудшаю-



2,63 2,65 2,67 Плотность, г/см 3 Фиг. 15. Воспроизводимость гистограмм распределения по плотности зерен кварцевого песка, построенных по определениям в градиентной трубке. Люберецкий квар-

Фиг. 16. Гистограммы распределения по плотности зерен одного образца кварцевого песка, фракция 0,20-0,25 мм, построенные по измерениям в градиентной трубке в идентичных условиях с использованием разных навесок: а - 0,5 и б -2 г; внутренний диаметр измерительной

щие воспроизводимость результатов экспериментов, зависят, естественно, от всех перечисленных выше источников погрешностей при данных условиях экспериментов. Они оцениваются соответствующими контрольными опытами на воспроизвопимость.

Анализ результатов контрольных разделений в гравитационной градиентной трубке одного и того же кьарцевого песка при идентичных условиях показал, что ис-

Таблица 1

Воспроизводимость результатов разделения одного и того же образца кварца* на гравитаци

Плотность, г/см ³	1	2	3	4	5
<2.6116	0,41	0,34	0.24	0.42	0,28
2,6116-2,6162	0,43	0,24	0,42	0,28	0,38
2,6162-2,6208	0,70	0,53	0,56	0,56	0,53
2,6208-2,6254	0,22	1,01	0,64	1,01	0,83
2,6254-2,6300	1.53	1,64	1,92	1,47	1,44
2,6300-2,6346	2,68	3,12	2,98	2,68	3,10
2,6346-2,6392	7,62	6,88	6,82	6,23	7,13
2,6392-2,6438	22,33	17,97	18,76	19,27	22,84
2,6438-2,6484	54,93	61,04	58,65	59,60	56,93
2,6484-2,6530	7,17	6,14	6,82	6,43	4,98
2,6530-2,6576	1,35	0,82	1,24	1,47	1,05
2,6576-2,6622	0,57	0,26	0,32	0,32	0,22
>2,6622	0	0	0,62	0,24	0,28

* 10 опытов на люберецком кварцевом песке фракции – 0,2–25 мм. Результаты обработки см. в табл. 2.

пользование описанного метода разделения позволяет с надежностью 90% определять статистические характеристики плотности кварцевого песка со следующими случайными ошибками: средняя плотность $\Delta \rho \leq 0,0005$ г/см³; мода распределения $\Delta Mo \leq 0,0005$ г/см³; стандартное отклонение $\Delta \sigma/\sigma \leq 5\%$; коэффициент асимметрии $\Delta A/A \leq 20\%$; коэффициент эксцесса $\Delta K/K$ 30% (фит. 15; табл. 1 и 2). Эти оценки включают только случайные погрешности разделения, но не включают случайные погрешности количественного микроскопического разделения некварцевых зерен в некоторых плотностных фракциях образца. Однако последние погрешности хорошо известны и, по-видимому, дают значительно меньшую долю в общие случайные ошибки при определении статистических характеристик плотности кварца в зернах, чем погрешности, обусловленные разделением.

Таблица 2

Статистические характеристики плотности кварцевого песка* в идентичных опытах для установления воспроизводимости результатов измерений

	6	Стандартное	Коэффи	More personales	
Опыт	Средняя плот- ность, ρ_{cp} , г/см ³	отклонение, Д г/см ³	асимметрии, А	эксцесса, К	- мода распределе- ния, Мо, г/см ³
1	2.6437	0.0060	-2,1	8,4	2.6457
2	2.6437	0,0059	-2,3	7,9	2,6458
3	2.6439	0,0061	-1,8	7,0	2,6458
4	2,6439	0,0060	-2,1	8,2	2,6458
5	2,6435	0,0059	-2,0	7,8	2,6456
6	2,6441	0,0061	-1,3	7,4	2,6457
7	2,6441	0,0063	-2,0	7,8	2,6458
8	2.6442	0,0063	-1,5	6,7	2,6458
9	2,6438	0,0061	-2,0	7,4	2,6458
10	2,6439	0,0062	-1,8	7,4	2,6458
Среднее	2,6439	0,0061	-1,9	7,6	2,6458

* Исходные данные см. табл. 1.

онной градиентной трубке, %

6	7	8	9	10	Среднее	Среднее откло нение
			1		T	1
0,25	0,41	0,32	0,35	0,34	0,34	±0,05
0,29	0,45	0,34	0,22	0,40	0,34	±0,07
0,53	0,70	0,40	0,77	0,42	0,57	±0,09
0,78	0,72	0,84	0,80	1,06	0,79 ′	±0,15
0,97	1,45	1,46	1,55	1,64	1,51	±0,15
3,10	2,97	3,16	3,12	2,79	2,97	±0,15
6,59	5,30	6,44	7,09	6,30	6,64	±0,47
20,56	18,89	18,02	17,66	18,64	19,50	±1,46
59,26	58,50	58,19	61,10	61,08	58,93	±1,49
4,60	7,57	6,38	4,83	4,05	5,90	±1,02
1,36	2,09	3,26	1,88	2,09	1,66	±0,54
0,27	0,51	0,38	0,47	0,52	0,38	±0,11
1,44	0.45	0,80	0,16	0,66	0,46	±0,33

Не только в контрольных опытах (см. табл. 1), но практически во всех экспериментах при делении "мономинеральных" образцов кварца условия подбирались так. чтобы в каждой крайней фракции (самой легкой и самой тяжелой) оставалось, как правило, существенно меньше одного процента исходной навески образца. Зерна этих фракций лежат в неопределенной ширине интервала плотности и, как правило, попадают в эти фракции либо за счет того, что не являются зернами кварца (примесь другого минерала, сростки и т.п.), либо за счет недостаточной надежности техники эксперимента. Очень небольшая доля зерен кварца из образцов может случайно плавать на поверхности рабочей жидкости (удерживаться там за счет сил поверхностного натяжения) и, не достигнув своего равновесного уровня, при выливании жидкости с зернами из прибора попасть в первую, самую легкую фракцию, так сказать, "не по назначению". Также очень небольшая часть зерен кварца прилипает к внутренней поверхности рабочей кюветы, не достигает своих равновесных уровней и не попадает в "свои" фракции по плотности при выливании жидкости с зернами из прибора. Однако при выливании (не через капилляр!) со дна рабочей кюветы жидкости вместе с зернами самой тяжелой фракции со стенок может "сорваться" некоторое количество прилипших зерен, но уже попасть в самую тяжелую фракцию. Высказанные предположения часто подтверждались как визуальными наблюдениями, так и микроскопическим анализом крайних фракций. Так как этот небольшой процент зерен кварца не только случайно попадает в крайние фракции, но и, по-видимому, случайно извлекается из исходного образца, то мы в дальнейшем при расчете статистических характеристик плотности кварца не учитывали крайние фракции. В этом случае воспроизводимость определения статистических характеристик плотности кварца оказывается существенно лучше, чем это следует из табл. 2.

На фиг. 16 приведены результаты разделения в идентичных условиях на градиентной трубке одного и того же образца кварца с исходной навеской 2 и 0,5 г. При использовании большей навески мы получили более широкую гистограмму в основном за счет явлений увлечения, т.е. такая навеска в условиях наших экспериментов для точного измерения плотностных свойств кварцевого песка оказалась большой. Как мы уже подчеркивали выше, даже при навеске в ~500 мг наблюдаются признаки явлений увлечения. По-видимому, явления увлечения сыграли свою роль и при разделении навески в 20 г кварцевого песка в широкой трубке (Кац, Рассказов, 1973). Полученная при этом более широкая, чем при измерениях с использованием навески 500 мг, гистограмма распределения обусловлена не только конструктивными данными прибора, но и явлением увлечения.

Систематические погрешности и воспроизводимость гистограмм распределения по плотности зерен мономинерального кварцевого песка методом ступенчатого изменения плотности жидкости в конусе приведены выше (см. фиг. 14).

На фиг. 17 приведены результаты многократного разделения в идентичных условиях глауконита в глобулях более грубым методом ступенчатого изменения плотности жидкости в цилиндре и конусе (см. также фиг. 9). Воспроизводимость гистограмм распределения по плотности глобуль глауконита этим методом существенно хуже, чем при анализе кварца в конусе (см. фиг. 14) или в градиентной трубке (см. фиг. 15). Однако такого типа эксперименты оказались весьма перспективными при анализе гетерогенности образцов глауконита, о которых будет сказано ниже. В основном такие исследования проводились именно для этой цели, а не для точного определения плотностных свойств глауконита.

Пористостью минералов и пород мы не занимались. Остановимся кратко на этом вопросе лишь с точки зрения влияния открытой пористости исследуемых зерен на результаты разделения их на фракции по плотности при описанной технике эксперимента. За счет заполнения рабочей жидкостью открытых пор в исследуемых зернах их плотность может увеличиваться с течением времени нахождения в ней до некоторой предельной величины. При исследовании плотностных свойств кварца, яшм и других образцов с точностью до 0,00n - 0,000 n г/см³ результаты экспериментов практически не зависят от времени нахождения образца в рабочей жидкости. При аналогичных исследованиях некоторых кремнистых пород (в частности, новакулита, фтанитов) и глауконитов разного генезиса было установлено, что плотность зе-



Фиг. 17. Воспроизводимость гистограмм распределения по плотности глобуль глауконита, фракция 0,20-0,24 мм, выполненных методом ступенчатого изменения плотности жидкости

а – в цилиндре; гистограмма (У) построена по усредненным значениям шести идентичных опытов; исходная навеска 3 г; деление в мерном цилиндре объемом 500 мл; б – в конусе; гистограмма внизу (У) построена по усредненным значениям девяти опытов; исходная навеска ~20 г; деление в конической колбе объемом 500 мл



Фиг. 18. Изменение плотности новакулита (из Арканзаса) под влиянием рабочей жидк эсти, в которой он аходился в течение продолжительного времени (a): десять зерен размером ~4 мм в смеси бромоформа и диметилформамида; б – гистограмма распределения по плотности зерен того же новакулита, фракция 0,20–0,25 мм, построена по измерениям на градиен пой трубке методом деления; зерна находились в жидкости ~2,5 ч

рен иногда может меняться даже во втором знаке после запятой в зависимости от времени нахождения образца в рабочей жидкости. Например, плотность крупных зерен (~4 мм) новакулита увеличивается на ~0,05 г/см³ (фиг. 18) по мере нахождения в рабочей жидкости в течение 40–150 ч, приближаясь к предельной величине 2,645 г/см³ (Кац, Хворова, 1970). Зерна фракции 0,2–0,25 мм этого же образца новакулита доститают своих предельных значений плотности за время нахождения в жидкости в течение 2 ч (см. фиг. 18). Для исследованных фтанитов и глауконитов этот эффект изменения плотности зерен с течением времени нахождения в рабочей жидкости оказался менее существен. Их зерна размером $\leq 0,25$ мм достаточно выдерживать ≤ 2 ч в рабочей жидкости при анализе плотностных свойств с погрешностью $\geq 0,001$ г/см³. Как уже указывалось выше, при работе на градиентной трубке это условие выполняется автоматически; при работе со ступенчатым изменением плотности жидкости образец выдерживают в ней также ≥ 2 ч.

электромагнитный изодинамический сепаратор Минералов сим-1

До сих пор мы использовали этот сепаратор для выделения разных типов глобуль (или зерен), отличающих магнитной восприимчивостью, из образцов глауконита и других минералов при анализе их гетерогенности. На конструкции сепаратора СИМ-1 мы остановимся совсем кратко (детально он рассмотрен в работах: Tille, Kirkpatrick, 1955; Henry, Rogers, 1960; Кацидр., 1962a, 1964a, 6; Кац, 1966a; Баранов и др., 1966; Кац, Баранов, 1969a; Андрес, 1972; Житеров, Андрес, 1972; Кабаков, 1972).

Ранее для разделения минералов по магнитным свойствам использовались сепараторы (типа сепаратора Окунева, БИТ-1, СЭМ-1, УЭМ-1, роликовые или ленточные), в рабочей области которых полюсные наконечники создавали неизодинамическое магнитное поле. В разных точках рабочего объема между полюсами таких сепараторов на одинаковые зерна минералов могут действовать существенно различные магнитные силы. Это является принципиальным недостатком указанных сепараторов. В них магнитные силы, действующие на зерна минералов, создаются неодно-



Фиг. 19. Общий вид сепаратора СИМ-1

родным магнитным полем между полюсными наконечниками типа "плотность – клин", "конус – конус" и др.

Длительное время зарубежные фирмы выпускали и рекламировали (в журналах "Nature", "Mineralogical Magazine" и др.) изодинамические магнитные сепараторы для разделения сыпучих смесей. Эти приборы имеют два сепарационных устройства (для наклонного и вертикального деления), которые помещаются между одной и той же парой полюсов (с нулевым полюсом). Однако основные конструктивные панные и технические параметры приборов не публиковались.

Фиг. 20. Профили трех пар полюсных наконечников в сепараторе СИМ-1

I, 2, 3 – полюсные наконечники с параметром ρ_0 соответственно 7, 8,25 и 13,75 мм; L_1, L_2, L_3 – ширина изодинамической зоны; F_1, F_2, F_3 – магнитные силы между полюсными наконечниками



В ГИН АН СССР разработан метод расчета профиля полюсов, обеспечивающих изодинамическое поле; сконструирована, построена и испытана первая отечественная модель магнитного изодинамического сепаратора оригинальной конструкции. По техническому заданию ГИН АН СССР был сконструирован, внедрен и пущен в серийное производство совместно с Особым конструкторским бюро Министерства геологии СССР образец отечественного изодинамического сепаратора СИМ-1 (Сепаратор минералов..., 1967). В течение ряда лет эти приборы поступают во многие лаборатории разделения минералов как в нашей стране, так и за рубежом.

Остановимся кратко на физических основах изодинамического сепаратора. Сила F, действующая на магнетик в магнитном поле H, пропорциональна изменению магнитной энергии на единицу длины

$$F \sim \frac{\partial H^2}{\partial X}$$

Таким образом, задача об изодинамическом поле сводится к отысканию такой конфитурации магнитных полюсов, при которой

$$\frac{\partial H^2}{\partial X} = \text{const}$$

Если предположить, что поле плоское (изменяется только в плоскости *x*, *y*), то этому требованию удовлетворяют полюса, профиль которых определяется соотношением

$$\rho^{3/2} \sin \frac{3}{2} \varphi = \rho_0^{3/2},$$

где ρ — радиус-вектор, φ — угол в полярных координатах, ρ_0 — постоянная, численно равная кратчайшему расстоянию от начала координат до изодинамического профиля полюсов. Согласно этому соотношению изодинамическое поле создается тремя полюсами (один нулевой).

В сконструированном сепараторе (фиг. 19) изодинамическое поле создается без нулевого полюса, а у двух полюсных наконечников края срезаны так, чтобы в целом наименьшим образом нарушалась изодинамичность поля. На фиг. 20 схематически приведены профили трех пар сменных полюсов, приспособленных к трем сепарационным устройствам прибора. Требуемые габариты изодинамической области между полюсами определяются заданным значением параметра ρ_0 и конструкцией срезов краев полюсных наконечников. В работах (Кац и др., 1964а,б) описан практический метод конструирования профиля изодинамических полюсов. Две пары полюсов приспособлены к наклонному и вертикальному сепарационным устройствам, которыми снабжены и приборы иностранных фирм. Разработанный нами прибор имеет и третье сепарационное устройство — для деления смесей тонких классов минералов в суспензии, для работы с которым можно использовать каждую из трех пар полюсов в зависимости от поставленной задачи.

Сепаратор СИМ-1 позволяет решать разные задачи. Мы его широко использовали для получения из концентратов "чистых" образцов глобулярного глауконита.

Детали моделирования и расчета профиля изодинами ских полюсов, методики их конструирования с требуемыми габаритами рабочего объема, конструкции ряда узлов серийного прибора, техники и опыта разделения минералов на сепараторе СИМ-1 и другие характеристики прибора приведены в указанных выше работах.

О ПРЕДСТАВИТЕЛЬНОСТИ ИССЛЕДУЕМЫХ МИНЕРАЛОВ ДЛЯ ПОРОДЫ

При исследовании вещественного состава горных пород, как правило, необходимо из породы выделять образцы минералов для специализированных анализов. Эта операция имеет принципиальное значение при получении объективной информации о вещественном составе породы и соответственно во всех выводах, основанных на этой информации. Способам выделения исследуемых минералов из образцов горных пород, вопросам разработки необходимых сепараторов минералов и особенно требуемой последовательности разных приемов в технологическом процессе выделения из данной породы интересующих минералов и т.п. – всему этому комплексу важных и сложных задач в разных лабораториях, равно как и в печати, уделялось большое внимание.

Однако ряд основных вопросов в этом плане, на наш взгляд, до сих пор остается недостаточно разработанным. Каковы критерии представительности для породы образцов минералов, исследуемых физическими, химическими и минералогическими методами? Всегда ли представительны для минералов, слагающих породу, выделяемые современной техникой эксперимента мономинеральные образцы? Действительно ли анализ мономинеральных образцов, слагающих породу, позволяет получать наибольшую информацию о вещественном составе образцов горных пород? Нет ли другого, более перспективного пути в этом плане? Каковы пути получения более достоверной и более общирной информации о минералах, слагающих породу, в подавляющем большинстве тех случаев, когда современная техника разделения не позволяет выделять из нее мономинеральных образцов?

Важность правильной постановки работ по выделению образцов минералов из породы для последующих специализированных анализов разберем схематически на простейшей двухкомпонентной смеси минералов (фиг. 21). В качестве рабочего параметра выбираем плотность. Но в принципе аналогичная картина получится и при любом другом параметре сепаратора. У каждого из минералов, слагающих породу, своя кривая распределения зерен по данному параметру. Статистические характеристики (среднее значение, мода распределения, стандартное отклонение, коэффициенты асимметрии и эксцесса) могут быть различными не только для разных минералов, но и для одного и того же минерала из порол разного генезиса. Это обусловлено тем, что каждый мономинеральный образец состоит из зерен разных типов. При этом, как уже подчеркивалось ранее, под мономинеральным мы понимаем образец, который содержит все зерна данного минерала в исследуемом куске породы. Чтобы быть представительным для минерала, слагающего породу, мономинеральный образец должен отражать свойства этого минерала в породе, т.е. должен содержать зерна всех типов, характерных для данного минерала, и в таких пропорциях, которые отвечают их содержанию в исследуемой породе. Физические и химические свойства зерен, попадающих в разные плотностные фракции распределения (например, с левой или с правой стороны каждой гистограммы на фиг. 21), могут быть существенно различными. Погрещности измерения параметра распределения часто в сотни раз меньше разброса зерен исследуемого минерала по этому параметру. Из смеси тем или иным способом можно выделить ряд фракций зерен

фиг. 21. Относительное положение кривых распределения по плотности зерен смеси, состоящей из двух компонентов

1 – кривые не перекрываются; компоненты можно разделить на представительные мономинеральные образцы; 2 - кривые частично перекрываются: компоненты можно либо обогатить, либо выделить в виде непредставительных "мономинеральных" -06разцов; 3 - кривые целиком перекрываются, укладываются в один и тот же интервал по шкале плотности, но имеют разные коэффициенты асимметрии: компоненты можно лишь обогатить; 4 кривые целиком перекрываются, укладываются в один и тот же интервал по шкале плотности, но имеют отличные коэффициенты эксцесса: компоненты можно лишь обогатить; 5 – кривые целиком перекрываются, имеют близкие статистические характеристики: компоненты нельзя ни разделить, ни обогатить



в заданных интервалах (или областях) плотности. Кривые распределения (см. фиг. 21) каждой из компонент могут либо не перекрываться (1) и тогда минералы можно разделить; либо перекрываться, имея близкие статистические характеристики (5), и тогда минералы нельзя ни разделить, ни обогатить; либо перекрываться, имея существенно различные статистические характеристики (3, 4), и тогда разделить минералы нельзя, а можно лишь обогатить; либо частично перекрываться (2), и тогда нельзя разделить минералы целиком, а можно лишь обогатить каждую компоненту или выделить отдельно часть зерен каждой из компонент (другие возможности налегания кривых распределения компонентов смеси мы затрагивать не будем). Остановимся вначале на случае (2).

Если выделена часть зерен каждой из компонент, то считают, что из породы выделены мономинеральные образцы. Поскольку каждая фракция состоит из зерен лишь данного минерала, то с этой точки зрения эти образцы действительно мономинеральны. Однако такие образцы не представительны для минерала исследуемой породы: каждая из выделенных фракций представляет лишь некоторые типы зерен минерала в породе, а зерен других типов этого минерала того же образцэ породы в них совсем не будет. Усредненные физические и химические параметры, определяемые по таким мономинеральным образцам даже самой точной современной аппаратурой, будут характеризовать не минералы, слагающие породу, а лишь зерна некоторых типов этих минералов, содержащихся в породе. К сожалению, такие ошибки делают очень часто. При этом большая, часто уникальная информация теряется.

Все сказанное выше в еще большей степени относится к случаям (см. фиг. 21), когда из смеси можно выделить лишь обогащенные фракции (3, 4) и выводы делаются на основе усредненных значений физических и химических параметров. Образец будет непредставительным еще и за счет примесей. В реальных условиях при исследовании конкретной породы мы, как правило, имеем не двух-, а многокомпонентную смесь, усложненную обломками породы и различными сростками, и поэтому вероятность выделения из породы представительных мономинеральных фракций существенно уменьшается. Все это показывает, что оценивать представительность выделенных из породы мономинеральных фракций следует не только констатацией факта, что в каждой из фракций содержатся лишь зерна интересующего минерала, как это широко распространено. Следует также установить, что в отвале отсутствуют зерна интересующего нас минерала. Только в этом случае образец можно считать представительным. Такого двойного контроля представительности мономинеральных образцов до сих пор, как правило, не предпринимают. Между тем вероятность, что зерна выделенной мономинеральной фракции и отдельные зерна того же минерала в отвале имеют одну и ту же кривую распределения по исследуемому параметру, практически равна нулю. Поэтому во всех случаях, когда в отвале остается в значительных количествах интересующий нас минерал в виде отдельных зерен, выделенная мономинеральная фракция не может быть представительным образцом. Необходимость такого двойного контроля (по выделенной фракции и по отвалу) представительности мономинеральных образцов для данной породы кажется нам совершенно необходимой.

Вещественный состав горных пород можно определять специализированными методами не только путем анализа мономинеральных образцов, слагающих породу, как это общепринято, но и используя во многих случаях более перспективный путь - количественный анализ гетерогенности минералов.

Из микроскопических исследований шлифов всегда известно, какие минералы слагают породу. В качестве параметра мы используем плотность. По литературным данным о величинах плотности минералов и опыту работы определяют приближенно пределы ее изменения. Это позволяет оценить, в каких пределах плотности находятся все зерна изучаемых минералов. В зависимости от поставленной задачи, особенностей минералов и других условий исследования устанавливают, в какой области плотности, на сколько фракций и с каким шагом следует делить образец. После дробления породы, разделения на ситах, отмывки протолочек от тонких фракций и отбивки из исходной смеси интересующих (или, наоборот, не интере-сующих) нас минералов или их сростков общепринятыми приемами (рудные минералы — в тяжелых жидкостях, сильно магнитные минералы — на магнитных сепараторах, биотит — флотацией и т.п.) исследуемую смесь делят на фракции по плотности. В некоторых фракциях интересующих нас минералов может вовсе не быть. При необходимости те фракции, в которых эти минералы присутствуют, делят более дробно. На сепараторе с заданным рабочим параметром (в частности, плотность) из исследуемой смеси можно получать мономинеральные или сильно обогащенные фракции. Затем исследуют общепринятыми специализированными методами практически все плотностные фракции, в которых обнаружены исследуемые минералы, а не только полученные мономинеральные или сильно обогащенные фракции: эти последние обособленно не представительны для минералов, слагающих породу. Такого типа анализ дает представление о количественной гетерогенности минералов, слагающих породу. Гетерогенность часто можно выявлять различными физическими и химическими методами. Естественно, что гетерогенность минералов может изучаться и сепараторами должной конструкции, в основе которых лежат другие параметры (а не только плотность). Информация о количественной гетерогенности минералов, слагающих породу, несомненно, является более надежной и более важной для выявления генезиса минералов, чем информация об усредненных физических и химических параметрах минералов, выделенных из породы современными техническими средствами разделения так называемых мономинеральных фракций, которые, к сожалению, без должного контроля часто оказываются непредставительными для минерала. Этот вывод основан на многочисленных исследованиях ряда минералов осадочных пород, проведенных нами в ГИН АН СССР путем количественного анализа гетерогенности минералов.

100.00

Предлагая читателям, изучающим вещественный состав образцов горных пород, проводить количественный анализ гетерогенности минералов, мы, разумеется, учитываем, что остаются еще многие трудности (сростки, рассеянные примеси, многокомпонентность пород, широкая гетерогенность минералов и многое другое), связанные с получением необходимой надежной информации о минералах исследуемой породы. Однако при методе количественного анализа гетерогенности минералов облегчаются трудности, связанные с обязательным выделением из породы мономинеральных фракций, и часто он более перспективен для получения наиболее полной информации о генезисе минералов. Нет сомнений, что метод количественного анализа гетерогенности минералов войдет в практику многих лабораторий несмотря на то, что и потребует существенного улучшения качества используемой сепарационной аппаратуры.

РЕШЕНИЕ ЗАДАЧ ЛИТОЛОГИИ И ГЕНЕТИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛОГИИ ПУТЕМ КОЛИЧЕСТВЕННОГО АНАЛИЗА ГЕТЕРОГЕННОСТИ МИНЕРАЛОВ

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КВАРЦА КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД (ПО ПЛОТНОСТНЫМ СВОЙСТВАМ И ВКЛЮЧЕНИЯМ)

Настоящий раздел посвящен исследованию типоморфных особенностей кварца кристаллических горных пород как первичных поставщиков обломочного кварца для всего осадочного чехла Земли. У одних и тех же образцов кварца, взятых из эталонной коллекции, объединяющей четыре группы кристаллических горных пород (метаморфические, древние гранитоиды, молодые гранитоиды и жильный кварц), методами гравитационной градиентной трубки и микроскопии изучались как плотностные свойства, так и включения (минералообразующей среды и минералов). Образцы одинаково разделялись по плотности на 8–12 фракций, каждая из которых затем анализировалась микроскопически (Кац, Симанович, 1974).

Ниже приводим основной материал по статистическому анализу результатов экспериментального исследования как плотностных свойств кварца, так и распределений включений в его зернах, имеющих разную плотность, выделенных из пород разного генезиса. Такое изучение позволяет установить физические основы выявленных типоморфных особенностей кварца кристаллических горных пород.

СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПЛОТНОСТНЫХ СВОЙСТВ КВАРЦА

Плотность является важным параметром минералов, в том числе и кварца. Удельный вес кварца измерялся уже 300 лет тому назад (Дэна и др., 1966). Для плотности наиболее чистых разностей кварца в геолого-минералогических руководствах обычно приводят значение 2,65 ± 0,01 г/см³ (Трёгер, 1958). Разброс характеризует различие лишь средней плотности образцов природного кварца из разных пород, причем для кварца он наименьший по сравнению с аналогичными данными для других минералов. Согласно последнему справочнику по физическим константам минералов и пород, плотность оптически чистого кварца при 20°С составляет 2,648 г/см³ (Справочник физических констант..., 1969). Приводятся и значения плотности (или удельного веса) кварца до четвертого и пятого знака после запятой (Дэна и др., 1966; Дир и др., 1966). Однако такие точные значения плотности характеризуют скорее не свойства вообще природного кварца, а свойства лишь исследованных образцов кварца с присущими им различными нарушениями однородности минерала. Идеальных кристаллов в природе нет. И.Н. Гусева, И.Е. Каменцев, В.А. Франк-Каменецкий (1964) убедительно показали, что разные примеси в искусственном кварце могут изменять его плотность не только в четвертом и пятом знаках, но часто также и в третьем знаке после запятой. Еще более влияют на плотность кварца газово-жидкие и твердые включения (Леммлейн, Князев, 1951; Кац, Шутов, 1963; Кац, Каждан, 1967; Ермаков, 1972; Кац, Симанович, 1974). Естественно поэтому, что кварц из пород разного генезиса может иметь различные свойства, в том числе и разную плотность.

Разброс плотности кварца должен зависеть, в частности, от термодинамических условий образованиь кварца, химического и агрегатного состава окружающей среды, от того, какие еще минералы образуются в той же породе и какова их концентрация, от последующих процессов перекристаллизации и т.п. Для успешного исследования плотностных свойств природного кварца к методике должны быть предъявлены жесткие требования: 1) следует измерять не среднюю плотность кварца, а гистограмму распределения по плотности зерен кварца данного образца: 2) погрешность определения плотности кварца должна быть не более 0,001 г/см³; 3) гистограмму распределения по плотности зерен квар ца следует рассчитывать по данным, полученным методом деления образца на фракшии по плотности, ибо только при микроскопическом анализе отдельных плотностных фракций можно провести должный контроль за чистотой образца и необхолимый минералогический анализ зерен кварца,

В настоящее время мы не в состоянии количественно оценить долю кварцсодержащих горных пород различных типов как первичных поставщиков обломочного кварца для всего осадочного чехла в целом.

Существенно кварцевые песчаные породы наиболее широко развиты на древних платформах. Очевидно, гнейсы, гранитизированные метаморфические породы и гранитоиды фундамента древних платформ, выступавшие на дневную поверхность в различные геологические эпохи, являлись основными источниками сноса для формирования платформенных кварцевых песчаных отложений. Поэтому при составлении эталонной коллекции И.М. Симанович уделил основное внимание сбору образцов древних (преимущественно архейских) кварцсодержащих пород (Кац, Симанович, 1974).

В областях более молодого (каледонского, герцинского, мезозойского и альнийского) магматизма основными поставщиками обломочного кварца, вероятно, были гранитоиды. В районах развития вулканической деятельности в осадочные породы, очевидно, попадал кварц из кислых эффузивных пород. Роль гидротермальных кварцевых жил как источников сноса обломочного кварца для осадочного чехла в целом, по-видимому, невелика, но может заметно возрастать в некоторых структурных зонах. В этом случае идентификация обломочного кварца гидротермального генезиса должна иметь большое практическое значение.

Задача изучения типоморфных особенностей породообразующего кварца различного генезиса может быть решена достаточно строго лишь на примере ряда регионов с четкой локализацией источников сноса. Сначала мы ставили своей целью изучить лишь основные закономерности вариации типоморфных особсиностей обломочного кварца в зависимости от его генезиса.

Изучение типоморфизма проводили на образцах различных пород из разных районов, т.е. исследовали.

1. Метаморфические породы, в основном гнейсы высоких ступеней метаморфизма; образцы собраны на Алданском щите и из валунов Подмосковной четвертичной морены.

2. Гранитоиды древние, в основном архейские, ассоциирующие с породами высоких ступеней метаморфизма; анализировались образцы из архейских гранитов Алданского щита и валунов Подмосковной морены.

3. Гранитоиды молодые интрузивного генезиса, постпротерозойские: изучались граниты Тянь-Шаня, Памира, Центрального Казахстана, Приохотья, южной части Колымского массива.

4. Жильный кварц (Садон, Прибалхашье, Центральный Казахстан, Полярный Урал, Карелия и др.).

Принятая в эталонной коллекции типизация пород, являющихся потенциальными поставщиками обломочного кварца, отвечает целям предварительно оценить объективную информацию, получаемую при изучении типоморфных особенностей кварца (список изученных эталонных образцов см. в работе: Кац, Симанович, 1974).

Кварц из эталонных образцов выделяли дроблением (или растиранием сильно выветрелых валунов Подмосковной морены), разделением на ситах и флотацией. Получали мономинеральные фракции 0,2–0,25 мм. Узкий интервал размеров обломочных зерен выбран из-за необходимости получать сравнимую информацию при изучении вь деленных из эталонных образцов зерен кварца. Таким образом, нами исследовались модели кварцевых песков, источником сноса для которых являлись строго определенные эталонные образцы.



Фиг. 22. Гистограммы распределения по плотности зерен кварца из метаморфических пород Номер у гистограммы соответствует номеру образца; черточка на горизонтальной оси – репер плотности 2,6477 г/см³



Диг. 23. Гистограммы распределения по плотности зерен кварца древних гранитондов Пояснения см. в подписи к фиг. 22

Результаты экспериментов

Практически в каждом образце кварца, который микроскопически кажется мономинеральным, имеются примеси (Кац, Шутов, 1963; Кац 1966б; Кац, Каждан, 1967; Кац, Симанович, 1974). Это легко установить, если под микроскопом изучать не исходный образец, а его плотностные фракции. Поэтому каждый образец кварца исследовался на гравитационной градиентной трубке методом деления, что позволяло определять пределы плотности и вес каждой выделенной фракции.

Каждая выделенная фракция образца подвергалась микроскопическому анализу, при котором определялись содержание кварцевых зерен (в %), минералогия включений и индекс, по шестибальной системе для оценки объема, занятого данным включением по отношению к общему объему зерен кварца. Такой обработке подверглись все исследованные образцы кварца эталонной коллекции. Для некоторых фракций ряда образцов сделаны микрофотографии зерен, причем текст к ним содержит не только необходимое минералогическое их описание, но и количественные характеристики этой фракции – пределы плотности для данных зерен и их количества (в %) в исходном образце.

На описание исходного экспериментального материала (из 100 исследованных образцов кварца было выделено более 1000 фракций по плотности) в этой работе мы не останавливаемся и отсылаем читателей к нашей предыдущей книге (Кац, Симанович, 1974).

Но прежде чем перейти к статистическому анализу результатов экспериментов, остановимся на деталях как самих экспериментов, так и методики обработки результатов измерений.

Для каждого исследованного образца были рассчитаны частоты распределений зерен кварца в заданных интервалах плотности. Данные по плотности для кварца из метаморфических пород помещены в табл. 3, рассчитанные по ним гистограммы — на фиг. 22. Эти же материалы для кварца: из древних гранитоидов помещены в табл. 4 и на фиг. 23, для молодых гранитоидов — в табл. 5 и на фиг. 24, а из кварцевых жил — в табл. 6 и 7 и на фиг. 25.



Фиг. 24. Гистограммы распределения по плотности зерен кварца молодых гранитоидов Пояснения см. в подписи к фиг. 22

Распределение по плотности зерен кварца

Предел плотности, г/см ³	1	6	9	17	23	27	28	43
2.610-2.615	-	' _	0.01	· · ·	0,05			_
2,615-2,620	-	_	0,07	_	0.48	-		
2,620-2,625	0,01	0,003	0,06	0,10	0,55	0,04		
2,625-2.630	0,15	0.08	0,01	0.41	0,55	0,47	0,44	-
2,630-2,635	0,37	0,70	0.07	0,53	0,85	1,44	2,11	0,01
2,635-2,640	1,47	3,93	0,43	7,44	3,84	7,03	21,09	0.36
2,640-2,645	14,71	23,69	9,94	39,40	24,01	33,66	36,07	9,21
2.645-2.650	64,56	59,37	74,19	36,66	57,31	30,93	25,47	63,73
2,650-2,655	13,11	8.53	11,62	12,13	10,79	14,32	9.62	21,20
2,655-2,660	2,76	3,01	3,08	2,84	1.11	6.33	2,99	3,93
2.660-2.665	1,44	0.70	0,70	0,53	0.46	2,58	1,26	1,05
2.665-2.670	0,83	-	_	-	_	1,94	0.70	0.39
2.670-2.675	0.33	_	-	_		1.26	0.24	0,13
2,675-2,680	0,22	-	_	_	-		_	-
2.680-2.685	_	-	. –	-	••			· _
Ширина интерва- ла, г/см ³	0,00488	0,00492	·0 . 00493	0,00490	0.00487	0,00494	0.00501	0,00494

Предел плотности, г/см ³	114	116	249	257	260	262	277	279
2,610-2,615		- -		- T	-	·	- T	
2,615-2,620		-	_		-	-		
2,620-2,625			-	_		_		
2,625-2,630	-		-	-	-	-	0.01	-
2,630-2,635	_	-	0,16	0,04	0,85	0,09	0.27	0.06
2,635-2,640	0,09	0,17	2,28	2,23	6,69	3,65	3.72	2,34
2,640-2,645	6,44	3,84	21,21	42,47	37,22	29.37	25.30	22,18
2,645-2,650	68,63	71,57	60,91	51,15	52,27	65,43	58,18	63,56
2,650-2,655	19,06	20,11	9,02	3.49	1,76	1,11	5.37	6,49
2,655-2,660	4,11	3,08	2,77	0.57	0,68	0,22	3,17	2,79
2,660-2,665	0,96	0,74	2,09	0,05	0.38	0,10	1,97	1,66
2,665-2,670	0,36	0,30	1,55	-	0,16	0,03	1,25	0,91
2,670-2,675	0,27	0,11	-		_	_	0,76	_
2,675-2,680	0,09	0,08	-	-	-	-	-	-
2,680-2,685	0,004	_	-		-	-		-
Ширина интерва- ла, г/см ³	0,00510	0,00512	0,00518	0,00518	0,00518	0,00518	0,00518	0,00521

• • •	·	
Ta	блица	4

Распределение по плотности зерен кварца

			Pa	спределение і	ю плотности	зерен кварца
Предел плотности, г/см ³	3	5	13	60	61	62
2,610-2,615	0.02	-		-	· -	-
2,615-2,620	0,04	-	0,10	-	-	_
2,620-2,625	0,07	-	0,19	_	_	_
2,625-2,630	0,39	_	0,57	_		
2,630-2,635	3,63	_	5,61	-	0,06	0,03
2,635-2,640	23,15	0,16	27,68	1,98	1,21	1,43
2,640-2,645	46,23	8,57	41,44	33,42	15,01	17,37
2,645-2,650	23,78	66,06	20,02	40,07	59,26	66,14

метаморфических пород, вес. %

	1.1.1										
-	72	73	82	88	89	91	93	96	107	109	111
-	+	1 1		T	1			1			
	-	-	-	-	-	_	-	-	-	-	-
	-	-	-	-		-	-		-	-	-
	0,002	-	0,05	-	-	-	-	-	-	-	-
	0,02	-	0,16	-	-	0,002	-	-	-	0,06	-
	0,13	0,08	0,63	0,01	0,08	0,04	0,01		0,01	0,88	-
	2,13	1,88	18,87	0,36	0,20	0,74	0,96	-	0,95	3,33	0,18
	19,34	17,41	40,69	6,94	6,28	10,81	14,98	20,20	14,16	11,15	10,70
	58,07	65,04	26,21	47,67	55,21	57,70	57,87	51,10	56,96	67,22	59,08
	14,81	10,75	7,44	26,83	25,38	23,22	17,99	21,84	16,63	13,68	24,34
	2,90	2,34	2,96	9,10	7,30	6,24	4,40	4,38	4,33	2,10	3,08
	1,52	1,03	1,68	4,48	3,03	0,83	1,70	1,61	2,53	0,90	1,27
	0,70	0,56	1,03	2,05	1,45	0,42	0,87	0,59	1,59	0,31	0,73
	0,34	0,57	0,30	0,30	0,93	-	0,54	0,17	1,03	0,24	0,35
		0,32	-	2,26	0,13	_	0,36	0,09	0,86	0,13	0,28
		-	-	-	-	-	0,30	0,01	0,95	-	-
	0,00496	0,00496	0,00504	0,00501	0,00501	0,00498	0,00500	0,00504	0,00506	0,00511	0,00520

281	282	284	286	287	288	293	294	295	314
			_	+		-			
-	_	0.06	_	_	_	-	_	_	_
0.02	0.01	0.51	_	_	0.02	-	_	_	_
0.06 •	0.19	0.21	_	-	0.02	_	_	0.07	_
0,44	1,72	0.57	0.01	0.10	0.10	0.10	0.06	0.68	0.08
3,81	9,08	4,81	0.15	4,40	3.53	2.86	2.90	12.89	1.58
23,83	44,26	40,38	5,15	33,71	43,59	32.10	26.22	39.98	13.05
41,31	35,36	50,92	47,36	56,91	49,42	61.31	62.91	28.42	45.58
5,65	1,69	1,71	44,63	2.52	1,95	1.91	2.91	8.85	11.95
9,88	3,02	0,48	1,14	1,08	0,78	0,64	2.31	4,79	10.81
10,23	2,86	0,22	0,68	0,64	0,35	0,36	1,66	2.36	9.08
3,43	1,82	0,13	0,64	0,36	0,14	0,39	0.63	1.22	3.98
1,34	-	_	0,24	0,28	0,10	0,32	0,40	0,61	3.89
-	-	-	_	_	-	-	-	0,14	
	-	-	-	-	-	-	_	_	
,00522	0,00523	0,00523	0,00520	0,00524	0,00524	0,00525	0,00522	0,00522	0.00522

древних гранитоидов, вес. %

_								
	76	80	92	94	95	97	99	101
		1	1	1	1	1		r
	-	_	_	-	_	_	-	-
	-	_	_	-	_	-	_	-
		_	_	_	-		_	_
	0.01	0.01	-	0.01	_	-	0.002	-
	0.40	0.11	0.02	0.12	0.03	0.02	0.03	0.64
	13.99	1 46	1 04	4 73	1 16	0.47	1.97	10.51
	47.66	15 57	14.97	32.96	15 11	10,52	23 28	37 55
	30,95	58,35	63,52	50,66	66,92	71,59	58,90	39,96
		•	-	•	-	-		• •

Предел плотности, г/см ³	3	5	13	60	61	62
2,650-2,655	1,98	16,51	2,99	16,29	16,77	12,23
2,655-2,660	0,56	6,66	1,07	4,15	6,24	1,83
2,660-2,665	0,16	2,03	0,32	1,85	1,44	0,49
2,665-2,670		_	-	1,10	<u> </u>	0,30
2,670-2,675	-	_	-	0,84	-	0,18
2,675-2,680	_	_	-	0,30	_	_
2,680-2,685	-	-	-	-	-	-
2,685-2,690	-	-	-	-	-	-
Ширина интерва- ла, г/см ³	0,00488	0,00490	0,00506	0,00505	0,00494	0,00494

Таблица 4

							12
Предел плотности, r/см ³	108	112	123	124	234	236	237
2,6102,615	-	-	_	-	- -	-	
2,615-2,620	-	-	-	-	-	-	- 1
2,620-2,625	_	-		-	0,01	0,04	- 494
2,625-2,630	_	-	0,15	0,07	0,03	0,10	- 1
2,630-2,635	0,02	0,02	2,34	1,73	0,61	0,47	0,03
2.635-2,640	1,11	0,87	17,65	18,37	12,78	8,82	1,65
2,640-2,645	15,37	12,21	46,08	45,58	41,68	45,46	20,63
2,645-2,650	62,74	58,78	27,91	32,09	37,70	43,95	70,68
2,650-2,655	14,19	18,69	4,17	1,29	3,68	1,07	4,03
2,655-2,660	4,46	4,43	1,18	0,45	1,67	0,07	1,73
2,660-2,665	1,26	2,33	0,41	0,18	1,25	0,02	0,73
2,665 - 2,670	0,51	1,10	0,12	0,08	0,59	_	0,52
2,670-2,675	0,22	0,67	_	0,10	_	-	-
2,675-2,680	0,13	0,51	-	0,08	-	_	_
2,680-2,685	_	0,39	-	_	-	_	-
2,685-2,690	-	-	-	-	-	-	-
Ширина интерва- ла, г/см ³	0,00509	0,00510	0,00492	0,00530	0,00517	0,00516	0,00516

Таблица 5

Распределение	по	плотности	зерен	кварца
	1		1	

Предел плотности, г/см ³	121	134	1 36	143	145
2,610-2,615		0.01	+	-	++ -
2,615-2,620	0,01	0,03	-	-	-
2,620-2,625	0,02	0,32	_	-	-
2,625-2,630	0,10	3,28	2,08	-	0,52
2,630-2,635	0,77	17,86	4,28	0,58	5,49
2,635-2,640	15,30	41,52	24,81	14,00	36,51
2,640-2,645	44,27	34,14	47,01	40,60	41,35
2,645-2,650	31.12	2,38	21,43	33,31	14,21
2,650-2,655	6,83	0,33	0,24	4,35	1,31
2,655-2,660	1,32	0,09	0,11	2,95	0,36
2,660-2,665	0.26	0.05	0.04	1.61	0.11
2 665-2,670	_	_	-	1.01	0.05
2,670-2,675	-	-	-	0,74	0.05
2,675-2,680	_	-	-	0.57	0.03

(продолжение)

76	80	92	94	95	97	99	101
3,81	17,32	19.13	9,88	13,82	14,15	8,91	5,56
0.89	4,23	1.33	0,89	1,18	i,56	3,39	2,80
1.55	1.66		0.45	0.71	0,82	1,67	1.42
0,72	0,74	-	0,15	0,34	0,42	0,91	0,67
	0.54	-	0.09	0,33	0,24	0,48	0,34
-		-	0,02	0.39	0,21	0,45	0.24
-			0,03	-	-	-	0,17
			_	-	_	-	0,14
0.00494	0,00506	0.00497	0,00502	0,00502	0,00498	0,00508	0,0050

(окончание)

 238	271	272	273	274	276	289	330
 	 	+					
		_	_	_		-	-
			-	_	_	-	0,02
0,04		-	-	-		0,02	0,08
0,13			0,02	0,01	-	0,12	0,05
0.59	1,21	0,14	0.68	0,33	0,12	1,73	0,37
9.39	19,87	6,36	8,39	7,56	4,99	17,72	14,01
39.00	51,92	42,79	31,55	38,17	38,22	44,62	48.19
44,52	26,42	50,50	37,58	51,15	55,05	32,58	35.32
3,17	0,30	0.22	5,33	1,71	1,47	1,61	1,20
1.53	0,12	-	4,86	0.74	0.32	0.69	0.49
0.91	0.06	-	3.52	0.21	0,14	0.41	0.17
0.51	0.06	_	2.51	0.10	_	0.29	0.09
0.21	0.04	_	1.72		-	0.20	0.04
_	0.01	_	1.42	_	0.02		_
	-	-	1.39	-	0.04	_	-
_	_	_	1.03	-	-	_	-
0,00516	0.00516	0,00517	0,00513	0,00518	0,00513	0,00522	0,00522

молодых гра	нитоидов, ве	c. %				
146	158	167	338	341	344	346
	-	·_	- -	-		-
	0.04	0,04	-	-	_	-
-	0,17	0,10	_	0,07	-	
0,03	0,41	0,24	0,01	0,19	0,15	0,06
3,40	1,68	1,18	0,83	1,09	2,65	1,21
33,05	9,21	11,01	14,05	13,74	20,61	15,73
45,10	38,43	42,02	46,08	47,54	45,59	47,91
17,04	48,11	42,53	37,41	34,81	29,75	33,90
0,70	0,96	2,09	0,94	0,64	0,67	0,68
0,32	0,35	0.61	0,40	1.04	0,39	0.25
0,23	0.23	0.17	0.21	0.66	0.13	0.19
0,12	0.31	-	0.07	0.22	0.05	0.07
0,02	0,09	-	_	_	_	_
	_	_	_	_		_

67

Таблица 5

Предел плотности, г/см ³	121	134	136	143	145	
2,680-2,685	-	-	-	0.27	0,01	
2,685-2,690	_	-	_		-	
Ширина интерва- ла, г/см ³	0,00510	0,00504	0,00522	0,00518	0.00505	

Таблица б

Распределение по плотности зерен кварца

Предел плотно- стн, г/см ³	149	152	153	154	309	316
2,600-2,605	_	+	-	-	_	-
2,605-2,610	 .	0,04	-	-	-	-
2,610-2,615	0,01	0,07	-	-	_	-
2,615-2,620	0,45	0.23		-	0,05	-
2,620-2,625	4.51	1,49	0.07	0,98	0,14	
2,625-2,630	22,21	8,33	0,50	4,47	0.10	-
2,630-2,635	38,20	26,59	1,76	14,72	0,65	0,35
2,635-2,640	23.45	37.59	10.52	31,93	23,48	10.38
2,640-2,645	6.55	21,55	38,16	33,35	61.33	42,40
2,645-2,650	2.49	3.77	46,62	12,52	12.18	45,72
2.650-2.655	1.25	0.30	2.30	0.87	1.09	1.06
2.655-2.660	0.66	0.05	0.06	0.40	0.50	0.03
2.660-2.665	0.21	_	_	0.29	0.28	0.04
2.665 - 2.670	-	_	-	0.19	0.18	0.01
2.670-2.675	_	-	-	0.20	0.03	_
2.675-2.680	_	_	-	0.10	-	
2.680-2.685	_	-	-	_	_	_
2.685-2.690	_	-	_	-	-	_
Ширина интер- вала, г/см ³	0,00507	0,00508	0,00520	0,00525	0,00538	0,00547

				. T	аблица б
Предел плотно- сти, г/см ³	353a	3536	354	355	356
2,600-2,605			-	_	
2,605-2,610	-	-	-	-	-
2,610-2,615	-	-	-	-	-
2,615-2,620	-	-	0,03	-	_
2,620-2,625	0,18	-	0,69	0,48	0,26
2,625-2,630	1,58	0,18	6,48	2,66	6,55
2,630-2,635	15,73	1,76	31,19	15,48	37,85
2,635-2,640	40,63	21,10	49,37	45,60	37,48
2,640-2,645	32,96	50,05	12,24	30,30	9,31
2.645-2,650	8,52	25,22		5,20	2,66
2.650-2,655	0,27	0,94	-	0,06	1,78
2.655-2,660	0,11	0,37	_	-	1.41
2,660-2,665	0,02	0,20	-	-	0,97
2,665-2,670	-	0,14	-	· _	0,83
2.670-2,675	-	0,04	_	-	0,77
2.675-2,680	-	-	-	-	0,13
2.6802,685	-	-	-	-	
2.685-2.690	-	-		_	· _
Ширина интер- вала, г/см ³	0,00538	0,00542	0,00537	0,00544	0,00542

		•
1-000	LING GUI	4e)
INKU	10,240,11	~,

1	146	158	167	338	341	344	346	
-		_	-	_	-	-	-	
	0,00525	0,00528	0,00526	_ 0,00544	_ 0,00542	_ 0,00544	_ 0,00544	

из образцов кварцевых жил, вес. %

Τ	335	337	347	348	. 350	351	352
-+	 _	-		t _		_	
	0,04		-	-	-	-	-
	0,37	0,06	-	-	-	-	-
	2,29	0,26	-	_	-	-	_
	9,60	2,25	0,06	0,04	0,06	0,03	0,09
	24,14	11,13	0,73	0,26	0,72	0,07	3,41
	32,84	30,01	15,78	3,04	13,68	2,53	39,33
	21,60	37,48	44,29	31,22	48,18	25,97	52,14
	7,93	17,50	33,72	48.59	30,73	47,21	4,42
	1,04	1,14	5,11	16,24	6,06	23,72	0,48
	0.16	0,17	0,28	0,50	0,38	0,39	0,11
	_		0,03	0,08	0,12	0,08	0,01
	_	-	_	0,02	0,05	_	-
	_	-	-	_	0,01	_	-
	-	-	-	-	-	-	÷-
	_	-	-	-	-	-	_
	-	-	-	-	-	-	-
		-	-	-	-	-	_
	0,00542	0,00544	0,00541	0,00548	0,00544	0,00540	0,00544
							-

(окончание)	(окончание)						
357	358	K-23	K-45				
			_				
-		. 0,01					
-	-	0,02	0,05				
-	-	0,03	0,12				
-	-	0,04	0,38				
0,07	0,09	0,77	0,86				
6,38	2,62	16,72	7,95				
34,13	18,60	42,85	36,17				
48,85	44,93	32,01	40,79				
7,98	32,16	7,35	13,46				
1,69	0,73	0,18	0,15				
0,45	0,35	0,01	0,02				
0,14	0,14	_	_				

0,08 0,11

0,02

_

0,00547

0,11

-

_

0,00541

0,00512

610

0,01 0,01 0,24 2,39 11,70 26,19 29,32 20,75 7,64 1,17 0,47 0,12

0,00519

0,00514



Фиг. 25. Гистограммы распределения по плотности зерен кварца из образцов кварцевых жил Пояснения см. в подписи к фиг. 22

По измеренным частотам для каждого исследованного образца рассчитывали на ЭВМ статистические характеристики плотности и строили гистограмму распределения зерен кварца по плотности. Для удобства анализа результатов экспериментов в табл. 3-6 приведены не исходные, а пересчитанные частоты распределений в одних и тех же интервалах плотности для всех исследованных образцов кварца. При этом принималось равномерное распределение зерен по плотности внутри каждого интервала. Из этих таблиц затем были рассчитаны усредненные частоты распределений по плотности цля зерен кварца (табл. 8) и построены усредненные гистограммы распределения для образцов определенного генезиса, приведенные на фиг. 26, а также рассчитаны средние содержания кварца (вес. %) в разных областях плотности (табл. 9), выделенных из образцов кварцевых пород данного генезиса.

Т	a	б	л	H	Ц	8	7
---	---	---	---	---	---	---	---

Номер образца	Плотность, г/см ³	Частота	Номер образца	Плотность, г/см ³	Частота
150	2,6347-2,6398	0,09	151	2,64092,6460	2,18
130	2,6398-2,6449	0,72		2,6460-2,6473	97,23
	2,6449-2,6462	99,02		2,6473-2,6524	0,08
	2,6462-2,6513	0,18		2,6524-2,6575	0,34
				2,6575-2,6626	0,17

Распределение по плотности зерен кварца в образцах из кварцевых жил, вес. %

Таблица 8

усредненные частоты распределений по плотности зерен кристаллических горных пород, вес. %

	Генетический тип						
Плотность, г/см ³	метаморфи- ческие по- роды (37) *	древние гра- нитоиды (29)	молодые гра- нитоиды (12)	жилы квар- цевые – 1 (23)	жилы квар- цевые – II (2)		
		{	I I	0.001	1		
2,600-2,605	-	-	-	0,001	-		
2,605-2,610	-	-	-	0,004	-		
2,610-2,615	0,002	0,001	0,001	0,004	-		
2,615-2,620	0,02	0,01	0,01	0,25	-		
2,620-2,625	0,04	0,01	0,06	1,42	-		
2,625-2,630	0,08	0,06	0,59	5,88	-		
2,630-2,635	0,36	0,73	3,42	16,71	_		
2,635-2,640	3,85	8.29	20,80	32,37	0,06		
2,640-2,645	23,07	31,76	43,34	30,53	1,10		
2,645-2,650	53,66	47,69	28,83	12,20	98,54		
2,650-2,655	12,28	7,64	1,65	0,66	0,22		
2,655-2,660	3,45	2,05	0,68	0,21	0,24		
2,660-2,665	1,78	0,90	0,32	0,10	-		
2,665-2,670	0,85	0,41	0,16	0,05	_		
2,670-2,675	0,41	0,22	0,08	0.05			
2,675-2,680	0,13	0,13	0,05	0,01	_		
2,680-2,685	0,03	0,07	0,02	-	_		
2,685-2,690	_	0,04	-	-	-		

* В скобках здесь и далее в таблицах дано количество проанализированных образцов.

Таблица 9

Усредненные значения количеств кварца кристаллических горных пород, относящиеся к разным областям шкалы плотности, вес. %

06	Генетический тип							
плотности, г/см3	метаморфиче- ские породы (37)	•древние гранитоиды (29)	молодые гранитоиды (12)	жилы квар- цевые – I (23)	жилы квар- цевые – II (2)			
<2,605	0	0	0	0,0004	0			
<2,610	0	0	0	0,004	0			
<2,615	0,002	0,001	0,001	0.05	0			
<2,620	0,02	0,01	0,01	0,30	0			
<2,625	0,06	0,02	0,07	1,72	0			
<2,630	0,14	0,08	0,66	7,00	0			
<2,635	0,50	0.81	4,08	23,71	0			
<2,640	4,35	9,10	24,88	56,08	0,06			
OGRACEL RO UNKAWA	Генетический тип							
---------------------------------	-------------------------------------	-------------------------------	-------------------------------	--	---------------------------------	--	--	--
плотности, г/см ³	метаморфиче- ские породы (37)	древние гранитоиды (29)	молодые гранитоиды (12)	п жилы квар- цевые – I (23) 86,61 12,20 1,08 0,42 0,21 0,11 0,06 0,01 0 0	жилы квар- цевые – II (2)			
< 2,645	27,42	40,86	68,22	86,61	1,16			
2,645-2,650	53,66	47,89	28,83	12,20	98,54			
> 2,650	18,93	11,46	2,96	1,08	0,46			
>2,655	6,65	3,82	1,31	0,42	0,24			
>2,660	3,20	1,77	0,63	0,21	0			
>2,665	1,42	0,87	0,31	0,11	0			
>2,670	0,57	0,46	0,15	0,06	0			
>2,675	0,16	0,24	0,07	0,01	0			
>2,680	0,03	0,11	0,02	0	0			
> 2,685	0	0,04	0	0	0			



Работа велась в следующем порядке.

Вначале определялся вес кварца в каждой фракции данного образца, устанавливаемый по весу фракции и процентной доле кварца в ней, а затем рассчитывались соответствующие частоты. Число фракций кварца в данном образце, как правило, оказывалось меньше, чем число фракций по плотности, получаемых при делении образца на гравитационной градиентной трубке. Обусловлено это двумя причинами: 1) некоторые начальные и конечные фракции ряда образцов, как оказалось, состояли из других минералов или обломков, породы, т.е. в них отсутствовали зерна кварца; 2) при делении на гравитационной градиентной трубке у многих образцов определялись лишь верхний предел плотности первой фракции и (или) нижний предел плотности последней фракции. В этих случаях самая легкая и самая тяжелая фракции не учитывались при расчете частот распределений кварца для данного образца, так как процент кварца в этих фракциях, как правило, очень мал (< 1%), а пределы плотности его неопределенны и ими можно было пренебречь.

Ширина интервала плотности для разных экспериментов оставалась постоянной лишь в пределах до нескольких процентов от величины 0,005 г/см³. Исключение составляют образцы 150 и 151, для которых она была существенно другой. Пределы плотности для каждой фракции данного образца определялись значением градиента в приборе, равновесным положением опорного репера плот-

Фиг. 26. Усредненные гистограммы распределения по плотности зерен кварца

а – метаморфические породы (37 обр.); б – древние гранитоиды (29 обр.); в – молодые гранитоиды (12 обр.); г – кварцевые жилы (23 обр.); д – оптически чистый жильный (2 обр.) ности 2,6477 г/см³ относительно распределения зерен кварца, а также высотой столба жидкости, выливаемой вместе с зернами из прибора в данную фракцию. Все параметры, кроме последнего, в принципе могли меняться от опыта к опыту. Кроме того, у подавляющего большинства исследованных образцов кварца распределение имеет резкий максимум. Поэтому при разделении данного образца на фракции их границы выбирались таким образом, чтобы пик распределения попадал по возможности в одну фракцию. Все это приводило к тому, что у каждого образца оказывались свои пределы плотности фракций.

Для иллюстрации в табл. 1-IV приведены¹ микрофотографии зерен кварца разных плотностных фракций лишь для четырех из ста исследованных образцов кварца (Кац, Симанович, 1974), причем в подписях приведены характеристики лишь тех фракций, для которых были сняты микрофотографии зерен. Для краткости размерность (в г/см³) пределов плотности не указывается и принято сокращение для "включений минералообразующей среды" (ВМС). Указанная после каждого включения цифра в скобках – оценка объема включений в процентах от объема кварца в данной фракции, по шестибалльной системе (см. стр. 141).

В заключение отметим, что в двух наиболее чистых образцах жильного кварца (150 и 151) было установлено, что пик распределения в несколько раз уже, чем принятая нами ширина интервала по плотности. В табл. 7 указаны действительные интервалы плотности для пиковых фракций этих образцов.

Статистические характеристики плотности

По результатам экспериментов, приведенным в табл. 3-9, рассчитаны статистические характеристики плотности каждого исследованного образца кварца. Это позволило определить разброс каждой из них для образцов из пород данного генезиса. Для статистических характеристик были рассчитаны следующие параметры: 1) среднее значение; 2) доверительные границы; 3) стандартное отклонение (табл. 10).

Генетический тип породы	Параметр статистик	Среднее зиачение плотности $ \rho_{\rm cp}^{}, \Gamma/{\rm cm}^3 $	Стандарт- ное от- клонение σ , г/см ³	Коэффи- циент асимет- рии, А	Коэффи- циент эксцес- са, К	Мода рас- пределе- ния, <i>Мо</i> , г/см ³
	• • • • • • • • • • • • • • • • • • •	r				
Метаморфи-	Среднее эначение	2,6475	0,0046	1,6	8,7	2,6466
ческие поро-	Доверительные границы	2,6468	0,0041-	1,2-2,0	6,6–10,8	2,6461-
ды (37)	с вероятностью 95%	2,6482	0,0051			2,6471
	Стандартное отклонение	0,0020	0,0015	1,2	6,4	0,0016
Древние гра-	Среднее значение	2,6458	0,0041	1,4	9,2	2,6455
нитоиды (29)	Доверительные границы	2.6450-	0.0036-	1.0-1.8	6.2-12.2	2.6449
	с вероятностью 95%	2.6466	0.0046			2.6461
	Стандартное отклонение	0,0022	0,0014	1,2	8	0,0015
Молодые	Среднее значение	2,6427	0.0040	0,4	6.2	2.6428
гранитонпы	Ловерительные границы	2.6415-	0.0035-	Oτ -0.2	4.4-8.0	2.6416-
(12)	с вероятностью 95%	2.6439	0.0045	ло +1.0		2.6440
	Стандартное отклонение	0,0019	0,0008	1	3	0,0020
Жилы квар-	Срепнее значение	2.6383	0.0045	0.2	3.2	2.6385
цевые (23)	Ловерительные границы	2.6368-	0.0040-	OT -0.2	2.7-3.7	2.6367-
()	с вероятностью 95%	2.6398	0.0050	πο +0.6	-,. •,.	2.6403
	Стандартное отклонение	0,0037	0,0012	0,9	1,1	0,0040

Таблица 10

Статистические характеристики плотности кварца* кристаллических горных пород

.

¹ Табл. I-VI помещены на стр. 141-148.

Полагая, что разброс каждой статистической характеристики плотности кварца из пород данного генезиса в первом приближении можно считать распределением по нормальному закону, доверительные границы для них с вероятностью 95% нами рассчитаны по формуле (Митропольский, 1971)

$$\overline{x} \pm 1,96 \frac{\sigma_x}{\sqrt{n}}$$

где \bar{x} — среднее значение статистической характеристики; σ_x — стандартное отклонение для этой характеристики; n — число изученных образцов.

Проведенные эксперименты позволяют проанализировать средние значения статистических характеристик плотности для образцов кварца из кристаллических горных пород данного генезиса и проследить изменение этих характеристик для образцов кварца из пород разного генезиса.

1. Анализируя фит. 25 и данные табл. 6 и 7, видно, что существуют два типа жильного кварца: а) жильные кварцы I (23 образца), в которых плотность зерен лежит в широких пределах (часто от ~2,61 до ~2,68 г/см³), что обусловлено в основном газово-жидкими включениями минералообразующей среды и включениями графита и углистого вещества, а также очень малыми включениями других минералов. В подавляющем большинстве случаев плотность зерен этих образцов меньше плотности зерен оптически чистого кварца (2,6477 г/см³); б) жильные кварцы II (два образца – 150 и 151), состоящие в основном из оптически чистых зерен, плотности которых лежат в узком интервале 2,645–2,648 г/см³ вблизи плотности онтически чистого кварца.

2. Анализ гистограмм (см. фиг. 22–25) показывает, что для большинства образцов кварца определенного генезиса они сдвигаются в область меньших плотностей при переходе по ряду метаморфические породы – древние гранитоиды – молодые гранитоиды – кварцевые жилы¹.

3. Средние значения плотности $\rho_{\rm CP}$ и моды распределения *Мо* (см. табл. 10) образцов кварца определенного генезиса при переходе по ряду метаморфические породы – древние гранитоиды – молодые гранитоиды – жилы кварцевые уменьшаются. Это обусловлено в основном включениями в зернах кварца: при переходе по этому ряду пород в среднем концентрация газово-жидких включений минералообразующей среды увеличивается, а концентрация включений более тяжелых минералов уменьшается.

Примечательно, что кварц со средней плотностью $\rho_{\rm CP} < 2,641$ г/см³ обнаружен в 17 из 25 образцов жильного кварца и в 2 из 12 образцов молодых гранитоидов. В образцах из метаморфических пород и древних гранитоидов (всего 86 образцов) кварц с такими малыми значениями средней плотности отсутствует. Более того, в исследованных 37 образцах метаморфических пород не было ни одного образца кварца со средней плотностью $\rho_{\rm CP} < 2,644$ г/см³. Кроме того, кварц со средней плотностью $\rho_{\rm CP} > 2,647$ г/см³ обнаружен в 23 из 37 образцов метаморфических пород и в 12 из 29 образцов древних гранитоидов. Во всех 35 образцах кварцевых жил и молодых гранитоидов кварц с такими высокими значениями средней плотности отсутствует.

Однако во всех рассматриваемых четырех группах пород разного генезиса имеется небольшое количество образцов кварца (23 из 103 исследованных образцов), значения средних плотностей которых лежат в одной и той же узкой области шкалы плотности 2,644–2,646 г/см³.

Из табл. 10 видно, что для средних значений плотности образцов кварца определенного генезиса при переходе по ряду метаморфические породы — древние гранитоиды — молодые гранитоиды — жилы кварцевые доверительные границы с вероятностью 95% не перекрываются.

¹ Здесь и далее, когда будут рассматриваться изменения того или иного параметра кварца при переходе по этому ряду пород, под "жильным кварцем" понимается кварц из образцов кварцевых жил 1, содержащих зерна с большим разбросом по плотности.

В заключение отметим, что разброс значений $\rho_{\rm CP}$ для разных образцов кварца из пород определенного генезиса, характеризуемый стандартным отклонением $\sigma \rho_{\rm CP}$, практически один и тот же для метаморфических пород, древних и молодых гранитоидов, а для кварцевых жил разброс примерно вдвое больше. Это означает, что для жильного кварца влияние окружающей среды и сопутствующих ей процессов значительно сильнее, чем для кварца остальных трех типов пород. Количественно это выразилось также и в ширине доверительных границ $\rho_{\rm CP}$; для жильного кварца она примерно вдвое больше, чем для кварца остальных пород.

Анализ моды распределений по плотности зерен исследованных образцов кварца приводит к аналогичной картине.

4. Среднее значение стандартного отклонения σ распределения по плотности для образцов кварца данного генезиса не изменяется в пределах случайных погрешностей измерений при переходе по ряду метаморфические породы – древние гранитоиды – молодые гранитоиды – жилы кварцевые (см. табл. 10). Кроме того, более 60% всех образцов кварца четырех групп пород имеют стандартные отклонения, значения которых лежат в одной и той же узкой области 0,0030–0,0045 г/см³. По этому же ряду пород разброс значений σ , т.е. их стандартные отклонения σ_{σ} , также практически не изменяется. Более того, разброс значений σ для образцов кварца из пород одного и того же генезиса указанных четырех групп пород значительно больше, чем для средних значений пород разного генезиса, т.е. разброс значений стандартного отклонения в меньшей степени зависит от условий образования кварца в породах разного генезиса, чем от окружающей среды и сопутствующих процессов в породах одного и того же генезиса.

Согласно табл. 10, доверительные границы средних значений стандартных отклонений для кварца при переходе по ряду метаморфические породы – древние гранитоиды – молодые гранитоиды – жилы кварцевые почти целиком перекрываются.

5. Среднее значение коэффициента асимметрии A уменьшается при переходе по ряду метаморфические породы – древние гранитоиды – молодые гранитоиды – жилы кварцевые (см. табл. 10). Они различаются еще и тем, что в породах разного типа содержится существенно разное количество образцов (в %) с отрицательным коэффициентом асимметрии: у кварца из метаморфических пород и древних гранитоидов всего 8–10%, а у кварца из молодых гранитоидов и образцов кварцевых жил – соответственно 33 и 56%. Причем гистограммы с положительными асимметриями у образцов кварца из метаморфических пород и древних гранитоидов обусловлены большими включениями более тяжелых минералов; большое количество образцов с отрицательной ассиметрией гистограмм у образцов кварцевых жил и у кварца из молодых гранитоидов – большими включениями минералообразующей среды (см. далее). Разброс значений коэффициента асимметрии A, характеризуемый их стандартными отклонениями σ_A , мало меняется при переходе по этому же

ряду пород. Большие значения 🗸 для всех типов пород, по-видимому, в значи-

тельной мере обусловлены и тем, что использованный метод анализа плотностных свойств кварца в зернах позволяет определять коэффициент асимметрии лиць грубо $\Delta A/A \leq 20\%$ (см. главу II). Доверительные границы средних значений коэффициентов асимметрии для кварца из метаморфических пород и древних гранитоидов практически целиком перекрываются, а для кварца из молодых гранитоидов и образцов кварцевых жил — частично. Однако общие доверительные границы для коэффициента асимметрии кварца из метаморфических пород и древних гранитоидов (1,0–2,0) не перекрывают соответствующие доверительные границы коэффициента асимметрии как для кварца из молодых гранитоидов (от -0,2 до +1,0), так и для образцов кварца из жил (от -0,2 до +0,6).

6. Среднее значение коэффициента эксцесса К для образцов кварца из метаморфических пород и древних гранитоидов одинаково в пределах погрешности измерения, но уменьшается при переходе к образцам из молодых гранитоидов и кварцевых жил (см. табл. 10). Стандартные отклонения σ_K коэффициента эксцесса для кварца из метаморфических пород и древних гранитоидов достаточно близки, но они уменьшаются при переходе к кварцам из молодых гранитоидов и особенно к кварцевым жилам. Доверительные границы коэффициентов эксцесса для кварца из метаморфических пород и древних гранитоидов полностью совмещаются. Но их обцие доверительные границы (6,2–12,2) лишь частично перекрывают доверительные границы коэффициента эксцесса для кварца из молодых гранитоидов (4,4–8,0). Доверительные границы коэффициента эксцесса для жильного кварца (2,7–3,7) не перекрывают доверительные границы этого параметра для кварца остальных грех типов пород. На эти результаты также повлияли большие погрешности измерений коэффициента эксцесса K в использованной нами методике ($\Delta K/K \leq 30\%$). Это обстоятельство в значительной мере обусловило и большие значения стандартного отклонения σ_K .

Частоты и градиенты распределения

Анализ результатов экспериментов показывает, что характерными особенностями. кварца из пород определенного генезиса с точки зрения плотности являются не только гистограммы распределений и их статистические характеристики, но также и ряд отдельных деталей распределения. Зерна кварца во фракции с узким интервалом плотности концентрируются в ней в основном либо за счет определенного содержания включений минералообразующей среды (более легкие зерна, чем оптически чистый кварц). либо за счет концентрации включений минералов (более тяжелые зерна, чем оптически чистый кварц), либо за счет оптически чистых зерен, и небольших концентраций того и (или) другого типа включений (зерна с плотностью, близкой к плотности оптически чистого кварца). Поэтому не только физические свойства одновременно всех зерен изученного образца кварца отражают характерные черты этого минерала из породы определенного генезиса. Такую роль часто могут выполнять как зерна разных типов кварца из данного образца (частоты распределения), которые, как правило, приурочены к определенным интервалам плотности или определенным областям плотности, так и производные частот распределения в разных областях плотности.

Из табл. 8 и фит. 26 следует, что с увеличением плотности усредненные частоты, полученные для образцов кварца из пород определенного генезиса, изменяются поразному при переходе по ряду метаморфические породы – древние гранитоиды – молодые гранитоиды – жилы кварцевые. Поэтому при переходе по этому ряду пород мы легко устанавливаем характерные особенности этих частот.

В области плотности < 2,625 г/см³ для первых трех типов пород частоты малы и между собой практически близки, для жильного кварца они значимо больше (до 1.4%). В интервале плотности 2,625-2,630 г/см³ наблюдается иная картина: для кварца из метаморфических пород и древних гранитондов частоты все еще малы и мало отличны: для кварца из молодых гранитондов и жильного кварца частоты увеличиваются (соответственно до ~0,6 и ~5,9%). В области плотности 2,630– 2,640 г/см³ наблюдается твердая закономерность: частоты резко увеличиваются от породы к породе для изученных четырех типов пород. При переходе от интервала плотности 2.640–2.645 к интервалу 2,645–2,650 г/см³ указанная выше закономерность изменяется на противоположную, так как именно в этой области плотности концентрация включений минералообразующей среды существенно уменьшается, а концентрация включений более тяжелых, чем кварц, минералов существенно увеличивается. В области 2,645–2,670 г/см³ наблюдается подобная же закономерность: при переходе по указанным четырем типам пород частоты в каждом узком интервале плотности уменьшаются.

Остановимся кратко на производной частот распределения по плотности зерен кварца. Количественно эту характеристику между каждыми двумя смежными интервалами плотности можно оценить по разности частот, так как ширину их интервалов плотности для этой оценки в первом приближении можно считать одинаковой. Из табл. 8 и фиг. 26 видно, что при переходе по ряду метаморфические породы — древние гранитоиды — молодые гранитоиды — жилы кварцевые наибольшие отличия имеют разности частот в смежных интервалах плотности в области 2,6402,655 г/см³, т.е. именно в той области, где, как подчеркивалось ранее, в зернах кварца наблюдаются наиболее резкое уменьшение содержания включений минералообразующей среды и увеличение содержания включений более тяжелых, чем кварц, минералов.

СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ СОДЕРЖАНИЙ ВКЛЮЧЕНИЙ В ЗЕРНАХ КВАРЦА РАЗНОЙ ПЛОТНОСТИ

Обычно количественный анализ включений проводится на исходных мономинеральных образцах кварца (Симанович, Ивенсен, 1972). Однако хорошо известно (Кац, 19666; Кац, Симанович, 1974), что те или иные включения и их содержание в зернах кварца определенной породы часто имеют характерное влияние на распределение зерен по плотности. Если анализировать не исходный образец, а его фракции после детального разделения по плотности, то малые примеси или зерна с характерными включениями, как правило, оказываются лишь в некоторых фракциях, где их концентрация часто уже на один-два порядка больше, чем в исходном образце. Поэтому точность микроскопического анализа включений в зернах кварца повышается на один-два порядка. Следовало бы провести количественный микроскопический анализ включений во всех выделенных фракциях каждого исследованного образца кварца эталонной коллекции. Однако исходя из задачи исследования, а также из-за большой трудоемкости этой работы (в исследованных образцах кварца оказалось более 1000 плотностных фракций) вместо обычного количественного подсчета включений определялись три параметра: 1) наличие включений данного типа в зернах кварца заданного интервала плотности; 2) индекс, пропорциональный проценту объема, занятого данным включением, от объема всего образца кварца; 3) индекс, пропорциональный проценту объема, занятого данным включением, от объема зерен кварца во фракции заданного интервала плотности. Последние два параметра определялись специально разработанным полуколичественным методом анализа включений в зернах кварца. Метод используется в дальнейшем для оценок относительных изменений процента объема зерен кварца, занятого каждым из включений относительно всего объема зерен кварца для образцов из пород разного генезиса.

Полуколичественный метод анализа

Включения в зернах кварца определенной плотностной фракции оценивались полуколичественно по шестибалльной системе.

Качественно все типы зерен, содержащие включения, при микроскопическом анализе делились на шесть градаций (Кац, Симанович, 1974); 1) включений нет (индекс 0); 2) очень малое содержание включений (индекс 0,01); 3) малое содержание включений (индес 0,03); 4) среднее содержание включений (индекс 0,1); 5) большое содержание включений (индекс 0,3); 6) очень большое содержание включений (индекс 1).

Как мы увидим ниже, такие численные значения индексов (от 1 до 0,01) ближе всего соответствуют величине объема кварца, занятого данным включением (в %).

Исходя из плотности оптически чистого кварца и каждого из включений, с одной стороны, и экспериментальных данных о плотности всех исследованных образцов кварца из пород разного генезиса — с другой, можно оценить, какой объем кварца (в %) должен быть занят данным включением в тех зернах, в которых содержание включений наибольшее, т.е., по нашей градации, "очень большое содержание включений" (индекс 1).

Для массы и объема зерна очевидны равенства:

$$\rho_{\rm V} = \rho_{\rm K} v_{\rm K} + \rho_{\rm BK} v_{\rm BK},\tag{1}$$

$$\mathbf{v} = \mathbf{v}_{\mathbf{K}} + \mathbf{v}_{\mathbf{B}\mathbf{K}^{\star}} \tag{2}$$

где ρ , $\rho_{\rm K}$, $\rho_{\rm BK}$ — плотность соответственно данного зерна кварца, оптически чистого кварца и включения; v, v_K, v_{BK} — объемы соответственно всего зерна кварца, оптически чистого кварца и включения в нем. Подставляя в равенство (1) вместо v_{κ} разность (v – v_{вк}) из (2) и преобразовывая его, получим

$$\frac{\mathbf{v}_{\mathbf{BK}}}{\mathbf{v}} = \frac{\rho_{\mathbf{K}} - \rho}{\rho_{\mathbf{K}} - \rho_{\mathbf{BK}}} \qquad \text{при } \rho_{\mathbf{BK}} < \rho_{\mathbf{K}} ,$$
$$\frac{\mathbf{v}_{\mathbf{BK}}}{\mathbf{v}} = \frac{\rho - \rho_{\mathbf{K}}}{\rho_{\mathbf{BK}} - \rho_{\mathbf{K}}} \qquad \text{при } \rho_{\mathbf{BK}} > \rho_{\mathbf{K}} .$$

Воспользуемся этими равенствами для наших оценок. Анализ результатов иссле, дования около трехсот природных образцов кварца разного генезиса убедительно показывает, что в каждом из образцов спектр зерен кварца разных типов по шка, ле плотности очень ограничен; гистограмма каждого образца по плотности простирается не более чем на несколько сотых в меньшую (за счет легких включений) или большую (за счет тяжелых включений) сторону от значения плотности оптически чистого кварца. В основном плотность наиболее легких зерен кварца ~2,620, а наиболее тяжелых ~2,675 г/см³; плотность оптически чистого кварца 2,6477 г/см³ (см. табл. 3–8, фиг. 22–25). В обоих случаях разность плотности по отношению к оптически чистому кварцу составляет ~0,027 г/см³.

Включения минералообразующей среды состоят из жидкости (плотность ~ 1 г/см³). и газа. Плотность газа вдали от критической точки на два порядка меньше плотности жидкости. Разберем, если:

а) включения минералообразующей среды состоят только из жидкости; тогда, очевидно,

$$\frac{v_{BK}}{v} = \frac{\rho_{K} - \rho}{\rho_{K} - \rho_{BK}} \cong 1,6\%;$$

б) включения минералообразующей среды состоят только из газа; тогда, очевидно,

$$\frac{\mathbf{V}_{\mathbf{B}\mathbf{K}}}{\mathbf{V}} = \frac{\rho_{\mathbf{K}} - \rho}{\rho_{\mathbf{K}} - \rho_{\mathbf{B}\mathbf{K}}} \cong 1\% .$$

В среднем можно принять цифру ~1,3%. Пределы изменения этой оценки невелики. Если предположить, что ~5% объема зерна занимают включения минералообразующей среды, то плотность зерна составляет от ~2,52 до ~2,57 г/см³. Такого легкого кварца в природе нет. Таким образом, принятый нами для градации "очен большое содержание включений" индекс (1) близок к 1% от объема зерна такого типа кварца, занятого включениями минералообразующей среды.

Оценим теперь для каждого более тяжелого, чем кварц, минерального включения, какая доля объема кварца должна быть занята включениями в тех зернах, которые относятся к градации "очень большое содержание включений" (индекс 1).

В табл. 11 для ряда минералов, обнаруженных в виде включений в зернах квар ца, приведены значения средней плотности по литературным данным, разность меж ду плотностью включения и плотностью оптически чистого кварца и отношение объема включения к объему зерна кварца, рассчытанные по приведенной выше формуле. Для этих оценок в качестве разности между плотностью наиболее тяжелого зерна и плотностью оптически чистого кварца принята одна и та же цифра $\rho - \rho_{\rm K} = 0,027$ г/см³. Для ряда наиболее тяжелых минеральных включений рассчитанные объемы (в %) также близки к единице, но по мере уменьшения плотности минерала они увеличиваются и для самых легких минералов (мусковит, биотит) становятся на порядок больше соответствующего индекса 1. Приведенные оценки значения отношений объема включения к объему зерна кварца являются по существу переходными коэффициентами: на эти цифры следует умножить каждый найденный в экспериментах индекс 1 для перехода от него к соответствующему проценту от объема кварца, занятого данным включением.

Объем, за	нятый	включениями	тяжелых	минералов	В	зернах	кварца	повышенной плотности
-----------	-------	-------------	---------	-----------	---	--------	--------	----------------------

Минерал	Средняя плотность включения р г/см3	Разность плотностей $\rho_{_{\rm BK}} \sim \rho_{_{\rm K}}$, г/см ³	Отношение объемов, V _{ВК} /V, ¹ ⁄⁄	
	2.9	0.253	~10	
FUOTHT	2.9	0.253	~10	
Апатит	3,2	0,55	~ 4.9	
Роговая обманка и актинолит	3,2	0,55	~ 4,9	
Эпидот	3,45	0,80	~ 3,4	
Сфен	3,5	0,85	~ 3,2	
Силлиманит и дистен	3,5	0,85	~ 3,2	
Гранат	3,9	1,25	~ 2,2	
Рутил	4,25	1,60	~ 1,7	
Пиркон	4,7	2,05	~ 1,3	
Рудные	7	4,35	~ 0,6	

Теперь оценим самый малый индекс 0,01 для этих же включений, в градации обозначаемый "очень малое содержание включений". Мы исследовали фракцию 0,2–0,25 мм. Объем исследованного зерна ~0,01 мм³. Если в зерне имеется одно включение с линейным размером 0,01 мм, то

 $\frac{v_{BK}}{v} \approx \frac{0,000001}{0,01} = 0,01\%.$

В действительности никогда не бывает единичного газово-жидкого включения минералообразующей среды — такие включения бывают лишь сериями. Включения минералов бывают и сериями, и единичными. При микроскопическом анализе фракций можно зафиксировать включения ~0,01 мм и несколько меньше. При больших увеличениях можно и вовсе не зафиксировать всех включений. В целом 0,01% больше всего соответствует, видимо, индексу 0,01, которым оцениваются те наименьшие содержания включений в зернах кварца, которые можно зафиксировать микроскопическим методом. Вообще же этот самый малый индекс не может привести к большим ошибкам при оценке общего содержания данного типа включений в кварце.

Для промежугочных индек эв (0,3; 0,1; 0,03) соответствующих оценок у нас нет. Поэтому естественно принять наиболее простое допущение: каждый следующий более низкий индекс, чем 1 (или более высокий индекс, чем 0,01), соответствует примерно втрое меньшему (или большему) проценту объема зерен кварца, занятому данным включением. Предполагается также, что при анализе разных включений была одна и та же точность определения индекса, характеризующего градацию содержания включений, и что коэффициент пропорциональности между любым индексом для каждого включения и соответствующим объемом кварца, занятым им (в % от общего объема кварца), будет такой же, как и для индекса 1.

Мы отдаем себе отчет в том, что в таком полуколичественном методе могут быть и некоторые элементы субъективизма, и некоторые неточности. В природе, естественно, имеется не шесть градаций, а весь спектр разных типов зерен; в ряде случаев возможно вместо необходимого зафиксировать с равной вероятностью либо больший, либо меньший, но смежный индекс; могут быть неточности, связанные с идентификацией разных минеральных включений и т.п. Но поскольку практически все полуколичественные оценки легли на достаточно плавные кривые (их более 60), то, по-видимому, в наших оценках нет резких случайных ошибок. Кроме того, описанный метод анализа использован для решения вполне определенной задачи по сопоставлению объема включений в зернах кварца с их плотностью, причем получаемые при этом выводы целиком коррелируют с результатами исследования плотностных свойств тех же образцов кварца с помощью принципиально другой методики — гравитационной градиентной трубки.

Результаты экспериментов

Для каждой фракции исследуемого образца по плотности оценивались два индекса: 1) индекс, пропорциональный проценту объема, занятого включением в зернах кварца данной плотностной фракции, 2) индекс, пропорциональный проценту объема, занятого включением, от всего объема кварца в данном образце. Вторые оценки получены путем умножения первых на величны частот соответствующей гистограммы распределения зерен по плотности. Указанные выше оценки определены для включений минералообразующей среды (ВМС) и включений пятнадцати минералов (см. табл. 11). Из этого большого экспериментального материала мы приведем результаты оценок индексов только для ВМС и включений биотита. Оценки индексов для других исследованных минеральных включений читатель найдет в работе М.Я. Каца и И.М. Симановича (1974). По указанным исходным данным были рассчитаны усредненные содержания рассматриваемого включения по фракциям кварца всех образцов определенного генезиса (табл. 12, 13; фиг. 27, 28).

Для каждого интервала плотности в табл. 12 и 13 приведены четыре характеристики: 1) число образцов, в которых обнаружены зерна кварца с данным включением. Как правило, эти цифры в каждом случае образуют одномодальное распределение по плотности, что отражает факт приуроченности зерен кварца с данными включениями к определенной области плотности; 2) индекс, пропорциональный среднему проценту от объема зерен кварца в данном интервале плотности, занятому данным включением, рассчитанный для образцов, в которых обнаружены зерна с такими включениями. Эти цифры в каждом случае с увеличением плотности

Таблица 12

Распределение усредненных содержаний включений минералообразующей среды (ВМС) по зернам кварца разной плотности из пород различного генезиса

Число обри цов с зерви Плотиость р/ом ³	Число образ- цов с зерками	Индекс, пропор нему проценту о данном интерва нятого ВМС	Индекс, пропор- циональный сред- нему проценту все- го объема образца	
IDIOTROCIS, I/IM	держацими ВМС	в расчете на образцы с ВМС	в расчете на все исследо- ванные образ- цы	кварца, занятого ВМС,в расчете на все исследованные образцы
1	2	3	4	5

Кварц из метаморфических пород (37 образцов)

2,620-2,625	2	0,03	0,002	0,00001
2,625-2,630	11	0,13	0,04	0,00004
2,630-2,635	14	0,13	0,05	0,0002
2,635-2,640	35	0,15	0,14	0,001
2,640-2,645	37	0,06	0,06	0,007
2,645-2,650	37	0,03	0,03	0,018
2,650-2,655	37	0,03	0,03	0,003
2,655-2,660	37	0,02	0,02	0,0008
2,660-2,665	37	0,02	0,02	0,0004
2,665-2,670	32	0,02	0,017	0,0002
2,670-2,675	25	0,02	0,014	0,0001
2,675-2,680	11	0,02	0,008	0,00004
2,680-2,685	2	0,02	0,001	0,00001

Сумма ~ 0,00

Таблица 12 (окончание)								
1	2	3	4	5				
	r		1					
Квар	ц из древн	их гранито	идов (29 образцої	3)				
2,615-2,620	1	1	0,03	0,00001				
2,620-2,625	2	0,3	0,02	0,00002				
2,625-2,630	3	0,3	0,03	0,00006				
2,630-2,635	14	0,3	0,15	0,0003				
2,635-2,640	27	0,26	0,24	0,005				
2,640-2,645	29	0,17	0,17	0,032				
2,645-2,650	29	0,06	0,06	0,04				
2,650-2,655	29	0,04	0,04	0,003				
2,655-2,660	29	0,03	0,03	0,0008				
2,660-2,665	28	0,03	0,03	0,0003				
2,665-2,670	, 21	0,03	0,02	0,0001				
2,670-2,675	15	0,03	0,015	0,00006				
2,675–2,680	10	0,03	0,01	0,00004				
2,680-2,685	5	0,03	0,005	0,00002				
2,685-2,690	2	0,03	0,002	0,00002				
			-					
			Сум	ма ~0,08				
Квар	циз молод	цых гранито	идов (12 образцої	3)				
2,615-2,620	1	0,3	0,03	0,00001				
2,620-2,625	4	0,3	0,1	0,00007				
2,625-2,630	5	0,3	0,15	0,0003				
2,630-2,635	11	0,34	0,3	0,004				
2,635-2,640	12	0,25	0,25	0,018				
2,640-2,645	12	0,2	0,2	0,069				
2,645-2,650	12	0,08	0,08	0,038				
2,650-2,655	12	0,04	0,04	0,001				
2,655–2,660	12	0,04	0,04	0,001				
2,660–2,665	12	0,03	0,03	0,0001				
2,665-2,670	8	0,03	0,02	0,00006				
2,670-2,675	4	0,03	0,01	0,00002				
2,675-2,680	2	0,03	0,005	0,00002				
2,680-2,685	2	0,03	0,005	0,00001				
			-					
			Су	мма~0,13				
K n a a v				2019)				
кварц	из соразц	ов кварися	ыл жил (25 оора					
2,605-2,610	1	1	0,04	0,00001				
2,610-2,615	4	0,7	0,12	0,0001				
2,615-2,620	8	0,7	0,24	0,0007				
2,620-2,625	15	0,7	0,46	0,0025				
2,625–2,630	19	0,54	0,45	0,016				

0,47

0,31

0,18

0,07

0,04

0,04

0,04

0,03

0,04

0,01

0,45

0,31

0,18

0,07 0,04

0,03

0,02

0,009

0,007 0,0004

_

22

23

23

22

21

17

10

7

4

1

Сумма ~0,26

0,073 0,096

0,065

0,011

0,0003

0,0001

0,0001

0,00002

0,00004

0,000006

2,630-2,635

2,635-2,640

2,640-2,645

2,645-2,650

2,650-2,655 2,655-2,660

2,660-2,665

2,665-2,670

2,670-2,675

2,675-2,680

Таблица 13

Распределение усредненных содержаний включений биотита по зернам кварца

· · · 3	Число образ- цов с зернами кварца, содер-	Индекс, пропорщ нему проценту об данном интервал нятого включени	Индекс, пропорциональный сред- нему проценту объема кварца в данном интервале плотности, за- нятого включениями биотита		
плотность, г/см	жащими эключения биотита	в расчете на образцы с вклю- чениями био- тита	в расчете на все исследован- ные образцы	занятого включени- ями бьотита, в рас- чете на все исследо- ванные образцы	
i	2	3	4	5	
Ква	рцизмстам	орфических	пород (37 обр	азцов)	
2615-2620	1	0.03	0.001	0.000004	
2.670 2.625		0,03	0.001	0.000005	
2,620 2,020	3	0,03	0,001	0,000000	
2.620 - 2.635	3	0.03	0.003	0.00005	
2.635 - 2.640	11	0.03	0,005	0,00005	
2,640 2,645	16	0.04	0,000	0,00007	
2.6452.650	26	0.07	0.05	0,005	
2,045 - 2,050	30	0.13	0,05	0,05	
2,050+2,055	30	0.15	0,1	0,02	
2,653-2,665	30	0.24	0,2	0,007	
2,665 - 2,670	20	0,5	0.2	0,004	
2,600 - 2,675	19	0,4	0,3	0,002	
2,070 - 2,070	10	0.0	0,5	0,001	
2,670 2,685	,	0,7	0.05	0,001	
			Сун	мма ~0,07	
Ква	рц из древн	их гранитов	идов (29 обр	азцов)	
2.635-2,640	2	0,02	0.001	0,00005	
2,640-2.645	9	0,02	0.006	0.0006	
2,645-2,650	14	0,05	0.02	0.014	
2.650-2.655	19	0,1	0.06	0,01	
2,6552,660	20	0,2	0.1	0,003	
2,660-2,665	17	0.3	0,15	0.002	
2.665-2.670	11	0,5	0,2	0.001	
2,670 - 2,675	8	0,7	0,2	0,0007	
2,675-2,680	7	0,7	0,16	0.0005	
2,6802,685	2	0.7	0.05	0,00006	
2,6852,690	1	1	0,03	0,00007	
			Сум	има ~0,03	
Ква	арцизмоло,	цых гранито	ндов (12 образ	зцов)	
2,640-2,645	1	0,01	0,001	0,0002	
2,645-2,650	5	0,02	0,005	0.003	
2,650-2,655	6	0,05	0,03	0,002	
2,655 - 2,660	7	0,1	0,04	0,0003	
2,660-2,665	8	0,2	0,1	0,0005	
2,665-2,670	. 4	0,3	0,1	0,0002	
2,670-2.675	1	0,1	0,01	0,00001	
·			Сум	има ~0,006	

Примечание. Включений биотита в ряде фракций кварца из древних гранитоидов (в области 2,615–2,635 г/см³), из молодых гранитоидов (в областях 2,615–2,640 и 2,675– 2,690 г/см³), а также в зернах кварца из кварцевых жил не обнаружено.



Фиг. 27. Распределение ВМС в зернах кварца разной плотности

a – число образцов (%), в которых в данном интервале плотности обнаружены ВМС, δ – индекс, пропорциональный среднему объему в кварце (%), занятому ВМС; a – индекс, пропорциональный среднему объему (%), занятому ВМС в кварце данного интервала плотности К в а р ц ы: I – метаморфических пород; 2 – древних гранитоидов; 3 – молодых гранитоидов; 4 – образцов кварцевых жил

Фиг. 28. Распределение включений биотита в зернах кварца разной плотности

4 — число образцов, в которых в данном интервале плотности обнаружен биотит; б — индекс пропорциснальный среднему объему в кварце (%), занятому биотитом; в — индекс, пропорциональный среднему объему (%), занятому биотитом в кварце данного интервала плотности Условные обозначения см. в подписи к фиг. 27

зерен либо монотонно уменьшаются для включений минералообразующей среды (BMC), которая легче кварца, либо монотонно увеличиваются для включений более тяжелых минералов, чем кварц. Такая закономерность отражает тот факт, что в основном именно за счет BMC зерна кварца становятся легче, чем оптически чистые (2,6477 г/см³), и тем в большей степени, чем больше содержание BMC. Аналогич-

но именно за счет включений более тяжелых минералов зерна кварца становятся тяжелее, чем оптически чистые; 3) индекс то же, что и в предыдущем пункте, но в расчете на все исследованные образцы данного генезиса. Во всех случаях колонки этих чисел образуют одномодальные распределения по плотности. Левые ветви распределений ВМС (см. фиг. 27, 28) обусловлены тем, что в определенной области шкалы с уменьшением плотности уменьшается число образцов, в которых имеются такие легкие зерна за счет ВМС, т.е. уменьшается вероятность образований кварца в породах данного генезиса с такой концентрацией ВМС, которая соответствует пониженной плотности. Правые ветви кривых распределения ВМС отражают еще и общую закономерность, по которой в определенной области шкалы с увеличением плотности зерен кварца концентрация ВМС уменьшается. Для более тяжелых, чем кварц, включений минералов правые ветви распределений обусловлены тем, что в определенной области шкалы при дальнейшем увеличении плотности уменьшается число образцов, в которых имеются такие тяжелые зерна кварца за счет включений определенного более тяжелого минерала, т.е. уменьшается вероятность образования зерен кварца (в породах данного генезиса), обладающих такой концентрацией включений тяжелого минерала, способных создать соответствующие плотности. Левые ветви этих же кривых распределения обусловлены еще и общей закономерностью, по которой в определенной области шкалы с уменьшением плотности зерен кварца концентрация рассматриваемого включения уменьшается; 4) в последней колонке таблиц для каждого интервала плотности приводится индекс, пропорциональный среднему проценту от всего объема кварца, заяятого данным включением, в расчете на все исследованные образцы кварца данного генезиса. Колонки этих цифр также образуют одномодальные распределения по плотности (см. фиг. 27, 28).

Включения минералообразующей среды (ВМС). Из фиг. 27, видно, что ВМС в зернах кварца рассматриваемых пород присутствуют практически во всей области плотности 2,615–2,685 г/см³. Различия для пород разного генезиса малы и не превышают ~0,01 г/см³. Во всех исследованных образцах из метаморфических пород, древних и молодых гранитоидов в области плотности ~2,635– 2,665 г/см³ имеются зерна с ВМС. Для жильного кварца аналогичный интервал плотности ~2,625–2,665 г/см³.

Рассмотрение кривых, представленных на фиг. 27, б, показывает, что каждая кривая находится в пределах соответствующей кривой, помещенной на фиг. 27, a, но существенно уже, потому что при этом учитывается не только наличие ВМС, но и процент объема кварца, занятого ими¹. Эти графики позволяют выявить различия между кварцами из пород разного генезиса. При переходе по ряду метаморфические породы – древние гранитоиды – молодые гранитоиды – кварцевые жилы максимум кривой сдвигается в область меньших плотностей и занимает соответственные положения при $\sim 2,649$, $\sim 2,648$, $\sim 2,643$ и $\sim 2,638$ г/см³; максимальная концентрация ВМС содержится в зернах кварца, находящихся в интервалах плотности соответственно ~2,638-2,653, ~2,633-2,653, ~2,630-2,653, ~2,623-2,650 г/см³, индекс, пропорциональный проценту от объема кварца, занятого ВМС, определяемый площадью под кривой, резко увеличивается, достигая ~0,03, ~0,08, ~0,13 и ~0,26. В принципе близкая картина наблюдается, если рассматривать средний процент от объема зерен кварца в данном интервале плотности, занятый ВМС (см. фиг. 27, в). Для того же ряда пород максимум кривой также сдвигается в сторону меньших плотностей, но для каждой из пород максимум располагается при меньших значениях плотности по сравнению с кривыми, приведенными на фиг. 27, б; восходящая ветвь кривой, обусловленная в основном увеличением числа образцов, в которых обнаружены такого типа зерна, сдвигается в область меньших плотностей, а нисходящая, отвечающая в основном уменьшению объема кварца (в %), занятого ВМС, находится практически в одной и той же области плотности.

¹ Это замечание справедливо и для всех кривых, в которых отмечаются включения также и более тяжелых, чем кварц, минералов.

Включения биотита. В жильном кварце нет биотита. При переходе по ряду метаморфические породы – древние гранитоиды – молодые гранитоиды (см. фиг. 28, *a*, табл. 13) область плотности, в которой обнаружены зерна кварца с включениями биотита, существенно сужается (~2,615–2,685; ~2,635–2,690 и ~2,640–2,675 г/см³); максимумы кривых лежат в узком интервале плотности (~2,655–2,660 г/см³); количество образцов (в %), в которых обнаружены зерна кварца с включениями биотита, уменьшается приблизительно от 80 до 60%.

Рассматривая распределение биотита в кварце (см. фиг. 28, б) для того же ряда пород, устанавливаем, что максимальное содержание включений биотита находится в зернах кварца в областях плотности соответственно ~2,635-2,680; ~2,640-2,670 и ~2.645-2,660 г/см³; индекс, пропорциональный проценту от объема кварца, занятого включениями биотита, и определяемый площадью под кривой, в том же ряду резко уменьшается и соответственно равен: ~0,07; ~0,03 и ~0,006; максимумы кривых расположены в узком интервале плотности (~2,645-2,650 г/см³). На кривых, помещенных на фиг. 28, в, восходящие ветви обусловлены в основном увеличением объема кварца, занятого включениями биотита, а нисходящие – уменьшением числа образцов, в которых обнаружены зерна кварца с биотитом. Максимумы их лежат в узкой области плотности (при ~2,670; ~2,665 и ~2,665 г/см³). Это значит, что в кварце всех типов пород зерна с наибольшим содержанием включений биотита находятся в области плотности ~2,650-2,680 г/см³. Эта область сушественно отличается от указанной выше области плотности, где содержится основное количество включений биотита: максимумы кривых на фиг. 28, б, в находятся в разных местах по щкале плотности.

Сказанное выше касается всех более тяжелых по сравнению с кварцем включений.

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КВАРЦА

Плотностные типоморфные особенности кварца

Остановимся лишь на тех плотностных свойствах кварца, которые можно рассматривать в качестве типоморфных особенностей. Они описываются не качественно, а количественно.

Некоторые из разобранных ниже плотностных типоморфных особенностей кварца взаимозависимы. Однако мы сочли полезным показать, что различия плотностных свойств кварца из пород разного генезиса можно выявить с разных точек зрения. Ранее типоморфные особенности кварца определялись только по среднему значению плотности и значительно более грубо (Василькова, Соломкина, 1965). Поэтому мы не можем сравнивать излагаемые здесь результаты с экспериментальными данными, полученными в других лабораториях.

Рассматривая данные, представленные в табл. 14 и на фиг. 29, видим, что доверительные границы значений средней плотности кварца для каждого типа пород не перекрываются. Поэтому средняя плотность является типоморфной особенностью кварца исследованных кристаллических горных пород. Аналогичная картина наблюдается и для моды распределения.

Доверительные границы средних значений коэффициентов асимметрии для кварца из метаморфических пород и древних гранитоидов, так же как и для кварца из молодых гранитоидов и кварцевых жил, перекрываются. Однако доверительные границы средних значений коэффициентов асимметрии распределений для кварца каждой из двух групп пород не перекрываются: для кварца из метаморфических пород и древних гранитоидов их значения имеют величины от 1,0 до 2,0, а для кварца из молодых гранитоидов и кварцевых жил – от 0,2 до 1,0. Следовательно, коэффициент асимметрии распределения зерен кварца по плотности является типоморфной особенностью кварца лишь каждой из этих двух групп пород.

Доверительные границы средних значений коэффициентов эксцесса для кварца из метаморфических пород и древних и молодых гранитоидов перекрываются. Доверительные границы среднего значения коэффициента эксцесса для кварцевых жил, имея значения от 2,7 до 3,7, не перекрываются с доверительными границами

Таблица 14

Средние значения параметров типоморфных особенностей кварца кристаллических горных пород по плотности и их доверительные границы с вероятностью 95%

	Генетический тип кварца						
Типоморфные осо- бенности	из метаморфиче- ских пород (37)	из древних гра- нитоидов (29)	из молодых гра- нитоидов (12)	жильный кварц (23)			
Статистиче- ские характе- ристики плот- ности	I	I	I				
среднее значение плотности, г/см ³ коэффициент асимметрии, <i>А</i> коэффициент эксцесса, <i>К</i> мода распреде- ления <i>Mo</i> , г/см ³	2,6475 2,6468-2,6482 1,6 1,2-2,0 8,7 6,6-10,8 2,6466 2,6461-2,6471	2,64582,6450-2,64661,41,0-1,89,26,2-12,22,64552,6449-2,6461	2,6427 2,6415-2,6439 0,4 Or -0,2 100 1,0 6,2 4,4-8,0 2,6428 2,6416-2,6440	2,6383 2,6368–2,6398 0,2 От –0,2 до 0,6 3,2 2,7–3,7 2,6385 2,6367–2,6403			
Частота рас- пределения в интервалах плотности, г/см ³ ,%							
2,630-2,635	0,36	0,7	3,4	17			
2,635-2,640	3,9	8,3	21	32			
2,640-2,645	2,5-5,4 23	3,4-11,2 32	43	31			
2,645-2,650	19-27 52 47 57	48	41-40 29	24-38 12 7 18			
2,650-2,655	12,3	42-55	1,6	0,7			
2,655-2,660	9,3–13,3 3,5 2,6–4,3	2,1 1,4-2,7	0,3 <i>-2,7</i> 0,7 0,24 <i>-</i> 1,12	0,4-1,0 0,21 0,09-0, 3 3			
Содержание кварца в об- ласти плот- ности, %							
< 2,625	-	-	-	1,7			
< 2,630	-	_	-	0,14-3,3			
<2,635	0,5	0,8	4,1	2-12 24 15 24			
<2,640	4,4 2 8_4 0	9,1 5 8_12 5	2,5 - 5,0 25 16 - 24	56 56			
< 2,645	2,0-0,0 27 22_32	41 33_40	68 60-76	87 81_92			
>2,650	22-55 19 15 22	11,5 9.2 14.9	3	01-73 1,1			
>2,655	6,6 4,6-8,6	3,8 2,7-4,9	1,3 1,3 0,9–1,8	0,7-1,4 0,4 0,080,8			

	Генетический тип кварца						
Типоморфные осо-	из метаморфиче-	из древних гра-	из молодых гра-	жильный кварц			
бенности	ских пород (37)	нитоидов (29)	нитоидов (12)	(23)			
Градиент рас- пределения зерен по плот- ности (% на ин- тервал 0,005г/см ³)		1				
2,642–2,647	30,6	16	–14,5	-18			
	2338	6-26	От –8 по –21	От -13 по -24			
2,647-2,652	_41,4	-40	-27	-12			
	О⊥ _36 до _46	От -36 до -45	От -20 до -35	От -6 до -17			

для кварца из указанных выше трех типов пород, у которых он от 4,4 до 12,2. Следовательно, коэффициент эксцесса распределения зерен кварца по плотности является типоморфной особенностью кварца из кварцевых жил.

Сравнение частот распределения (см. табл. 14, фиг. 30) показало, что доверительные границы средних значений частоты распределения в интервале 2,630–2,635 г/см³ для кварца из метаморфических пород и древних гранитондов частично перекрываются, а для кварца из молодых гранитоидов и кварцевых жил не перекрываются. Таким образом, частота распределения зерен кварца в этом интервале плотности является типоморфной особенностью кварца совместно из метаморфических пород и древних гранитоидов, из молодых гранитондов и кварцевых жил. Доверительные границы значений средней частоты распределения зерен кварца как в интервале 2,635–2,640, так и в интервале 2,655–2,660 г/см³ для кварца из пород



Фнг. 29. Средние значения статистических характеристик плотности кварца в образцах из пород разного генезиса

Вертикальные черточки – доверительные границы с вероятностью 95%; 1 – средняя плотность (ρ_{cp}); 2 – мода распределения (Mo); 3 – коэффициент асимметрии (A); 4 – коэффициент эксцесса (K)



Фиг. 30. Средние значения частот распределения по плотности зерен кварца в образцах из пород разного генезиса

Вертикальные черточки — доверительные границы с вероятностью 95%; интервалы плотности, г/см³: l = 2,630-2,635; 2 = 2,635-2,640; 3 = 2,640-2,645; 4 = 2,645-2,650; 5 = 2,650-2,655; 6 = 2,655-2,660

каждого типа не перекрываются. Следовательно, частота распределения зерен кварца в этих интервалах плотности является типоморфной особенностью кварца указанных типов кристаллических горных пород. Доверительные границы средних значений частот распределения зерен кварца в интервале 2,640-2,645 г/см³ для кварца из древних гранитоидов и кварцевых жил перекрываются, а для кварца из метаморфических пород и молодых гранитондов не перекрываются. Откуда следует, что эта частога является типоморфной особенностью кварца из молодых гранитоидов, совместно из древних гранитоидов и кварцевых жил, а также для кварца из метаморфических пород, но с несколько меньшей вероятностью. Доверительные границы средней частоты распределения зерен кварца в интервале 2,645-2,650 г/см³ для кварца из метаморфических пород и древних гранитоидов перекрываются, а для кварца из молодых гранитоидов и кварцевых жил не перекрываются. Эта частота, таким образом, является типоморфной особенностью кварца совместно из метаморфических пород и древних гранитоидов, из молодых гранитоидов и кварцевых жил. Доверительные границы значений средней частоты распределения в интервале 2,650-2,655 г/см³ для кварца из молодых гранитоидов и кварцевых жил перекрываются, а для кварца из метаморфических пород и древних гранитоидов не перекрываются. Значит, эта частота является типоморфной особенностью кварца из метаморфических пород, из древних гранитоидов и совместно из молодых гранитоидов и кварцевых жил.

Содержание кварца в областях < 2,625 и < 2,630 г/см³ только для жильного кварца является типоморфной особенностью. Доверительные границы соответствую-



Фиг. 31. Распределение средних количеств зерен кварца (%) из образцов пород разного генезиса по областям шкалы плотности

Вертикальные черточки — доверительные границы с вероятностью 95% Области плотности, г/см³: I - < 2,635; 2 - < 2,640; 3 - < 2,645; 4 - > 2,650; 5 - > 2,655

щих средних его значений (в %) для кварца каждого генезиса пород остальных трех типов между собой перекрываются (см. табл. 3–6 и 9), но они не перекрываются с доверительными границами для жильного кварца (см. табл. 14). Из табл. 14 и фиг. 31 видно, что доверительные границы средних содержаний кварца в области < 2,635 г/см³ у кварца из метаморфических пород и древних гранитоидов частично перекрываются, а в остальных случаях не перекрываются. Сл.довательно, содержание кварца в образце в этой области плотности является типоморфной особенностью кварца из молодых гранитоидов, кварцевых жил, а также совместно из метаморфических пород и древних гранитоидов. Доверительные границы средних содержаний кварца в образце в областях плотности < 2,640, < 2,645, < 2,650 и > 2,655 г/см³ для кварца из пород каждого генезиса не перекрываются. Таким образом, содержание кварца в образце в каждой из этих областей плотности является типоморфной особенностью кварца в образце в каждой из этих областей плотности является типоморфной особенностью кварца, свойственной всем разбираемым типам пород.

Доверительные границы средних значений градиента распределения в области плотности 2,642–2,647 г/см³ для кварца из молодых гранитоидов и кварцевых жил перекрываются, а для кварца из метаморфических пород и древних гранитоидов почти не перекрываются (табл. 14, фиг. 32). Следовательно, градиент распределения зеренкварца в этой области плотности является типоморфной особенностью кварца из метаморфических пород, древних гранитоидов, а также совместно из молодых гранитоидов и кварцевых жил. Доверительные границы средних значений градиента распределения в области плотности 2,647–2,652 г/см³ для кварца метаморфических пород и древних гранитоидов перекрываются, а для кварца молодых гранитоидов и кварцевых жил не перекрываются. Таким образом, градиент распределения зерен кварца в этой области плотности является типоморфной особенностью кварца из молодых гранитоидов, кварцевых жил, а также совместно из метаморфических пород и древних гранитоидов.



Фнг. 32. Средние значения градиентов распределения зерен кварца по плотности в определенной области шкалы в образцах из пород разного генезиса

Вертикальные черточки — доверительные границы с вероятностью 95% Интервалы плотности, г/см³: 1 – 2,642–2,647; 2 – 2,647–2,652

Типоморфные особенности кварца, обусловленные включениями

Разберем те характерные особенности включений в зернах кварца, которые можно рассматривать в качестве типоморфных, отдельно для включений минералообразующей среды и всех исследованных нами более тяжелых, чем кварц, минеральных включений (они перечислены в табл. 11). Включения полевых шлатов, а также графита и углистого вещества мы не рассматриваем.

По данным предпоследней колонки табл. 12 построены кривые распределения индексов, пропорциональных среднему проценту объема кварца в данном интервале плотности, занятому включениями минералообразующей среды, и рассчитанных для всех исследованных образцов пород данного генезиса (фиг. 33). На этой диаграмме приведены также и распределения индексов, пропорциональных среднему проценту объема кварца в данном интервале плотности, занятого всеми более тяжелыми, чем кварц, минеральными включениями. Индексы рассчитаны по всем исследованным образцам пород определенного генезиса по данным предпоследних колонок как табл. 13, так и соответствующих таблиц для других минералов (Кац, Симанович, 1974).

Чтобы перейти от индексов по осям ординат к соответствующим процентам объема зерен кварца в данном интервале плотности, достаточно значение индекса умножить на рассчитанный соответствующий коэффициент пропорциональности. Ранее было показано, что для ВМС в среднем (для жидкости и газа) он равен ~1,3. Поскольку на фиг. 33 приведены суммарные значения индексов для всех более тяжелых, чем кварц, минеральных включений, то, очевидно, для перехода от индексов к соответствующим процентам достаточно взять средний коэффициент пропорциональности для всех более тяжелых, чем кварц, минералов, которые зафик-



Фиг. 33. Зависимость плотности кварца от величины индекса, пропорционального усредненному объему, занятому включениями (%) минералообразующей среды (1); всеми более тяжелыми, чем кварц, минеральными включениями (2), в расчете на все исследованные образцы кварца из: *а* – метаморфических пород; *б* – древних гранитоидов; *в* – молодых гранитоидов; *г* – жильного кварца

сированы в качестве включений в зернах кварца из пород данного генезиса. Он рассчитан согласно приведенным выше оценкам переходного коэффициента от индекса 1 к соответствующим процентам объема для каждого минерального включения (см. табл. 11). Для разбираемых типов пород этот средний коэффициент пропорциональности оказался равным: для метаморфических пород (включения биотит, мусковит, апатит, циркон, рутил, сфен, эпидот, гранат, силлиманит и дистен, рудные, роговая обманка и актинолит) - около 4,0; древние гранитоиды (включения – биотит, мусковит, апатит, циркон, рутил, сфен, эпидот, рудные, роговая обманка и актинолит) — около 4,4; молодые гранитоиды (включения биотит, мусковит, апатит, циркон, рутил, рудные) — около 4,7; образцы кварцевых жил (включения – рутил, рудные) – около 1,1. Для первых трех типов пород средний коэффициент пропорциональности варьирует в пределах ±10% от среднего значения. Для кварцевых жил он в четыре раза меньше. Но именно для кварцевых жил мы зафиксировали наименьшее содержание включений более тяжелых минералов в зернах кварца. Это обстоятельство еще сильнее отличает жильный кварц от кварца из пород другого генезиса. В первом приближении средние коэффициенты пропорциональности между индексами и соответствующими процентами отдельно для включений минералообразующей среды и более тяжелых минералов в зернах кварца из пород разного генезиса очень близки. Поэтому, очевидно, кривые на фиг. 33 правильно отражают характер относительного изменения распределения включений по плотности от объема кварца в определенном интервале плотности, занятого включениями минералообразующей среды или более тяжелых, чем кварц, минералов при переходе по указанному ряду пород. Если перейти от индексов к соответствующим процентам по нашим оценкам (см. табл. 11) отдельно для каждого тяжелого включения, то получим в принципе аналогичную картину.

Из кривых на фит. 33 следует ряд важных выводов. Остановимся на некоторых из них. При переходе по ряду метаморфические породы — древние гранитоиды — молодые гранитоиды — кварцевые жилы:

1. Насыщенность зерен кварца включениями минералообразующей среды возрастает, а максимумы во всех случаях одномодальных кривых сдвигаются в область меньших плотностей.

2. Наибольшие содержания ВМС сосредоточены в зернах кварца с плотностью меньше 2,65 г/см³. Зерна кварца с самыми большими содержаниями ВМС, как правило, были обнаружены в самых легких фракциях образцов кварцевых жил.

Таблица 15

Оценка общих содержаний включений в зернах кварца разного генезиса в индексах, пропорциональных проценту объема включений от объема кварца

	Генстические типы							
Минеральные включения	Метаморфи- ческие поро- ды (37)	Древние гра- нитоиды (29)	Молодые гранитоиды (12)	Жильный кварц (23)				
Минералообразующая среда (ВМС)	0,03	0,08	0,13	0,26				
Полевые шпаты	0,003	0,0001	0,003	-				
Биотит	0,07	0,03	0,006	-				
Мусковит	0,001	0,0001	0,0001	_				
Апатит	0,026	0,012	0,003	-				
Циркон	0,03	0,008	0,004	-				
Рутил	0,004	0,04	0,003	0,003				
Сфен	0,009	0,003	_	_				
Эпидот	0,003	0,01	_	-				
Гранат	0,005	-	-	-				
Силлиманит и дистен	0,02		_	-				
Графит и углистое вещество	0,03	_	-	0,02				
Рудные	0,02	0,009	0,001	0,005				
Роговая обманка и актинолит	0,01	0,02	-	_				
Сумма минеральных включений	0,231	0,132	0,02	. 0,028				

3. Насыщенность зерен кварца включениями всех более тяжелых, чем кварц, минералов в образцах из метаморфических пород и древних гранитоидов примерно одинаковая. При переходе к молодым гранитоидам и кварцевым жилам она резко падает. Соответственно с этим максимум этих одномодальных кривых также сдвигается в область меньших плотностей.

4. Наибольшие содержания включений тяжелых минералов сосредоточены в зернах кварца с плотностью больше 2,65 г/см³. Зерна с самыми большими включениями такого типа были обнаружены в самых тяжелых фракциях образцов кварца из метаморфических пород и из древних гранитоидов.

5. Типоморфные особенности кварца по плотности из пород разного генезиса физически наглядно обосновываются кривыми на фиг. 33. Наиболее резкое уменьшение концентрации включений минералообразующей среды и увеличение концентрации более тяжелых, чем кварц, минералов в зернах кварца из всех четырех типов пород происходит в области плотности 2,64–2,66 г/см³. Эта область находится вблизи плотности оптически чистого кварца – в пределах ±0,01 г/см³. Именно вблизи этой области плотности установлен ряд типоморфных особенностей кварца при переходе по указанным выше породам четырех типов.

По данным последних колонок чисел, приведенных в таблицах 12 и 13, а также в соответствующих таблицах для включений других минералов (Кац, Симанович, 1974) нами определены индексы, пропорциональные общим содержаниям включений в зернах кварца из пород разбираемых типов, приведенные в табл. 15. Из нее следует, что при переходе по ряду метаморфические породы – древние гранитоиды – молодые гранитоиды – кварцевые жилы:

1. Общее содержание ВМС увеличивается, содержание включений минералов — биотита, мусковита, апатита, циркона, сфена, рудных уменьшается, а для рутила в зернах кварца из древних гранитоидов имеет место резкий характерный скачок.

2. Общее содержание ВМС увеличивается почти на порядок. Общее содержание минеральных включений уменьшается почти на порядок: в кварце из древних гранитоидов их примерно вдвое меньше, а в кварце из молодых гранитоидов и в жильном кварце примерно на порядок меньше, чем в кварце из метаморфических пород.

О корреляции типоморфных особенностей кварца по плотности и включениям

Из результатов экспериментов (см. фиг. 33) следует, что ВМС в основном находятся в зернах кварца с плотностью < 2,65 г/см³, хотя практически всегда имеется некоторое содержание ВМС в зернах кварца и с плотностью > 2,65 г/см³, но оно существенно (часто даже на порядок) меньше и с увеличением плотности только уменьшается. Основное содержание включений тяжелых минсралов приурочено к зернам кварца с плотностью > 2,65 г/см³. В области < 2,65 г/см³ таких включений существенно меньше; с уменьшением плотности их содержание очень быстро (в пределах одной-двух сотых по шкале плотности) падает до нуля. Плотность зерен, близкая к плотности оптически чистого кварца 2,6477 г/см³, обусловлена не столько оптической чистотой и отсутствием включений, сколько равноценным влиянием легких и тяжелых включений, компенсацией их влияния, хотя часто в этом участке плотности наблюдаются и оптически чистые зерна кварца.

Все сказанное выше справедливо для зернистых образцов кварца из пород любого генезиса. Основные различия между образцами кварца из пород разного генезиса по плотности выявляются для зерен кварца на крыльях гистограмм распределения по плотности и обнаруживаются справа и слева от плотности оптически чистых зерен.

Физические основы выявленных типоморфных особенностей кварца как по включениям, так и по плотности едины, так как на плотность зерен кварца главным образом влияет присутствие включений, воздействие всех других факторов, также обусловливающих неоднородность минерала (изоморфные замещения, неструктурные примеси и другие нарушения однородности), значительно слабее. Поэтому типоморфные особенности по плотности и включениям, выявленные принципиально различными методами исследования одних и тех же образцов, должны целиком коррелировать. Посмотрим, так ли это?

При переходе по ряду метаморфические породы — древние гранитоиды — молодые гранитоиды — жильный кварц средния плотность образцов кварца уменьшается (см. табл. 14, фиг. 29) за счет как увеличения общего содержания ВМС, так и уменьшения концентрации включений тяжелых минералов (см. табл. 15, фиг. 33).

Жильный кварц, кристаллизующийся из растворов, содержит наибольшее количество ВМС. Включений тяжелых минералов в нем очень мало.

Кварц метаморфических пород содержит наименьшие ВМС. В процессе перекристаллизации кристаллы могут как бы очищаться от примесей; при этом примеси перемещаются на границы зерен. При полной перекристаллизации кварца метаморфических пород содержание ВМС в нем может существенно уменьшиться. При этом включенные в кварце другие минералы, а также рассеянные неструктурные примеси, по-видимому, могут образовывать в нем укрупненные включения. Условия переноса включений к периферии зерна, очищения кварца от примесей ВМС в процессе полной перекристаллизации, вероятно, более легкие, чем для минеральных включений, кристаллическая структура которых может взаимодействовать со структурой кварца. В результате в зернах кварца метаморфических пород оказывается пониженное содержание ВМС и повышенное — включений других минералов. По-видимому, в кварце существенную роль играют и процессы диффузии ряда элементов из окружающей среды.

Разнообразие минеральных включений в кварце из метаморфических пород можно объяснить, очевидно, тем, что они в значительной мере наследуют сложность и разнообразие минерального состава как осадочных, так и магматических пород, за счет которых они формируются.

В кварце древних гранитоидов зависимость плотностных свойств зерен кварца от включений примерно такая же, как и в кварце метаморфических пород, но с несколько большим содержанием ВМС, потому что процесс метаморфизации породы прошел также достаточно глубоко. Видовой состав минеральных включений в зернах кварца из древних гранитоидов несколько меньше, чем в кварце метаморфических пород. В кварце молодых гранитоидов, характеризующихся явно интрузивным генезисом, процессы отделения плетучих компонентов и перекристаллизации при метаморфизме прошли в существенно меньшей степени, чем в кварце древних гранитоидов. Соответственно в кварце молодых гранитоидов мы наблюдали ВМС в большем количестве, а включений других минералов по сравнению с кварцем древних гранитоидов меньше.

ЭВОЛЮЦИЯ ПЛОТНОСТНЫХ СВОЙСТВ КВАРЦА В ПРОЦЕССЕ ЕГО РАЗРУШЕНИЯ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ВЫЗРЕВАНИЯ

Установленные типоморфные особенности кварца кристаллических горных пород различного генезиса могут оказать большую помощь при изучении осадочных территенных отложений, особенно песчаников платформенных областей, имеющих преимущественно кварцевый состав. Для зрелых песчаников, в которых сохраняются лишь устойчивые акцессорные минералы, это особенно важно. Типоморфизм кварца — мощное средство познания материнских пород. Результаты изучения плотностных свойств и включений в зернах кварца ряда кристаллических горных пород, являющихся основными поставщиками обломочного материала, позволяют поднять уровень исследования осадочных пород. Однако при палеогеографических реконструкциях и особенно при определении областей сноса, за счет которых возникли песчаные породы, нельзя не учитывать изменения физических и химических свойств первичного обломочного материала в процессе его вызревания при разрушении и в результате перехода в осадочные породы. Этот процесс достаточно хорошо изучен на уровне вызревания песчаного материала в целом, но о вызревании самого кварца почти неизвестно.

В настоящей главе на простейших актах разрушения кварцевого песка в лабораторных условиях показана физическая сущность процесса вызревания кварца при разруціении и выявлено направление основных закономерностей изменения при этом свойств зерен кварца разной плотности. При проведении экспериментов выяснилось, что для детального анализа природных процессов вызревания кварца осадочных пород разного генезиса требуется выполнение большого объема длительных лабораторных работ для выявления закономерностей разрушения зерен кварца различных типов из кристаллических горных пород разного генезиса и размера зерен, при различных природных условиях разрушения и т.п. Не вызывает сомнений перспективность исследований с целью получить количественные характеристики природных процессов вызревания кварца, которые позволили бы в дальнейшем проводить математическое и экспериментальное моделирование некоторых природных процессов образования осадочных пород. Однако в настоящей работе такого типа моделирование удалось провести лиць в первом приближении. Результаты лабораторных экспериментов как по разрушению кварцевого песка, так и изучению плотностных свойств кварца песчаников определенного стратиграфического горизонта рассматриваемого бассейна показали, что направление изменения статистических характеристик плотности кварцевого песка при его разрушении в лабораторных условиях и в природе имеет один и тот же характер.

МЕХАНИЗМ ПРОСТЕЙШИХ АКТОВ РАЗРУШЕНИЯ КВАРЦЕВОГО ПЕСКА

Различные включения и другие нарушения однородности распределены по объему зерен кварца неравномерно. Быстрее всего будут разрушаться те части поверхности зерен, которые наиболее неоднородны и плотность которых больше всего отлична от плотности оптически чистого кварца. Поэтому плотность отдельных зерен при разрушении должна изменяться в направлении плотности оптически чистого кварца, т.е. будут протекать синхронно процессы, приводящие к изменениям как гранулометрического состава кварца, так и его плотностных свойств. Каждый простейший акт малого разрушения кварцевого песка, состоящего из зерен узких интервалов размеров и плотности, должен приводить к появлению ряда новых фракций не только по размерам, но и по плотности. Такие процессы наблюдать в природе практически невозможно: мы всегда имеем дело с кварцевым песком, состоящим из зерен с широким диапазоном как по размеру, так и по плотности. Но природные процессы разрушения кварцевого песка можно рассматривать как совокупность простейших актов разрушения, описанных выше. Для этого для первых поисковых экспериментов были выбраны жесткие методы разрушения (механические и химические) и многократно переотложенный кварцевый песок, используемый в стекольном производстве. В первую очередь необходимо было определить направление процесса и установить, что в кварцевом песке из менее вызревших пород тем более должны протекать процессы вызревания (Кац и др., 1975,). В заключение отметим, что телько после дальнейших исследований этих синхронных процессов (изменение гранулометрии и плотностных свойств) в условиях разрушений кварцевого песка, приближающихся к природным, возможно моделирование на должном уровне природных процессов вызревания кварцевого песка.

Методика анализа

Природный образец кварцевого песка (~4 кг) кипятили в течение 10 мин в 10%-ном растворе соляной кислоты, чтобы освободить зерна от возможных железистых пленок. Затем выделяли фракцию 0,2-0,31 мм и для нее определяли гистограмму распределения зерен по плотности, используя метод деления на гравитационной градиентной трубке (фиг. 34). Такой размер зерен достаточен для того, чтобы можно было определять с должной точностью плотностные свойства получающихся при его разрушении более мелких фракций кварца. С другой стороны, определение плотностных свойст более крупных фракций кварцевого песка вызывает ряд технических затруднений при методе гравитационной градиентной трубки. Из принятой размерной фракции исходного кварцевого песка следовало выделить необходимые плотностные фракции (вес должен быть не менее нескольких граммов) в строго ограниченных пределах плотности (без примесей зерен кварца с другой плотностью). Такие большие количества точно делить на градиентной трубке или методом ступенчатого изменения плотности жидкости затруднительно. Поэтому образец предварительно делили в химических стаканах (объемом ~1л) в жидкостях с необходимой плотностью, которые заготавливали с помощью реперов плотности. Затем лишь необходимое количество каждой фракции по плотности выделяли точно в требуемых пределах плотности на градиентной трубке (путем многократного деления). Для каждой выделенной фракции по результатам измерений на навеске 500 мг строили контрольную гистограмму. При необходимости очистка данной фракции от зерен кварца других плотностей продолжалась до тех пор, пока ее контрольная гистограмма не показывала, что в образце присутствуют лиць зерна требуемой фракции по плотности.

Первую серию экспериментов проводили над семью плотностными фракциями кварцевого песка с шагом 0,005 г/см³ в области плотности 2,613-2,648 г/см³, т.е. в основном в зернах, имеющих более низкую плотность, чем оптически чистый кварц. Именно этот интервал плотности охватывает наибольшую часть зерен кварца осадочных пород.

Выделить в необходимом количестве разные плотностные фракции оказалось наиболее трудно в области плотности ниже 100 2,633 г/см³, ибо в исходном образце многократно переотложенного кварцевого пес-'acmoma, % ка имеется лишь небольшое количество зерен такого типа. Между тем предполагае-50 мые эксперименты желательно было бы ставить на наборе плотностных фракций по

Фиг. 34. Гистограмма распределения зерен по плотности во фракции 0,20-0,31 мм исходного природного кварцевого песка. Новоселовский карьер, Харьковская обл., дер. Новая Водолага



Таблица 16

Изменение гранулометрического состава образца при механическом разрушении кварцевого песка

		Вес ис- Гранулометрический состав после разрушени					ния, %	
Плотность, г/см ³	Время разру- шения, ч	ходно- го образ- ца до разру- шения, г	>0,25	0,25- 0,20	0,20- 0,16	0,16- 0,10	0,10- 0,063	0,063- 0,01
2,623-2,628	10	1.5098	30.72	17.92	7.85	4.91	2.69	2.20
2,628-2,633	-14	1,5086	25,38	14,50	6,12	2,52	3,47	3,85
2,633-2,638	20	1,5080	16,32	10,94	2,82	1,19	1,21	2,62
2,638-2,643	22	1,5085	19,04	12,10	3,99	1,61	1,52	3,49
2,643-2,648	25	1,5205	26,43	15,87	5,22	2,98	1,28	1,04

Примечание. Исходный образец имел крупность зерна 0,25–0,31 мм; зерна < 0,01 мм не помещены.

Таблица 17

Изменение гранулометрического состава образца при химическом разрушении кварцевого песка

Плотность, г/см ³	Время разру-	Вес исход- ного образ-	Гранулом шения, %	етрический	состав по	сле разру-
	шения, ч	ца до раз- рушения, г	>0,2	0,20- 0,16	0,16- 0,10	0,063- 0,01
2,613-2,618	0,13	0,7096	87,63	4,26	0,07	-
2,618-2,623	0,25	0,7091	93, 9 1	1,02	0,23	• 0,13
2,623-2,628	0,5	1,5070	95,55	1,62	0,31	0,03
2,628-2,633	1	1,5016	82,81	8,62	0,63	0,15
2,633-2,638	2	1,5027	93,74	1,46	0,17	_
2,638-2,643	3	1,5143	92,14	1,78	_	
2,643–2,648	5	1,5008	86,03	5,88	-	-

Примечание. Исходный образец имел крупность зерна 0,2–0,25 мм; зерна меньше 0,01 мм не помещены.

возможности в идентичных условиях. Вследствие указанных выше трудностей в выделении легких фракций опыты по химическому разрушению осуществлялись на зернах кварца размером 0,20-0,25 мм, а опыты по механическому разрушению — на зернах размером 0,25-0,31 мм. Поскольку размеры включений в зернах кварца меньше размеров самих зерен по крайней мере на порядок или более, то указанные отличия исходных размеров зерен в этих двух сериях экспериментов, на наш взгляд, не имеют принципиального значения. Механическое разрушение осуществлялось путем встряхивания стеклянной колбочки объемом 100 мл, в которую вводили разрушаемый образец кварцевого песка, 25 мл воды и 45 кубиков из нержавеющей стали, каждый из которых имеет объем 60 мм³. Химическое разрушение осуществлялось путем встряхивания полиэтиленовой колбочки объемом 100 мл, в которую вводили разрушаемый образец песка и 40 мл 3%-ного раствора плавиковой кислоты.

Разные фракции по плотности не следовало обрабатывать в течение одинакового времени, так как разрушаемость зерен кварца разной плотности сильно отличается. Время, необходимое для разрушения каждой фракции, было ориентировочно определено из предварительных опытов. Предполагалось провести эксперименты так, чтобы степень разрушения была не слишком большой (в противном случае сильно усложнилась бы интерпретация экспериментов), но достаточной для изучения исследуемого явления и анализа с помощью градиентной трубки более мелких размерных фракций, получающихся в результате разрушения. С другой стороны, желательно было провести эксперименты так, чтобы в данной серии опытов по механическому или химическому воздействию степень разрушения в разных плотностных фракциях была бы по возможности близкой. В какой мере нам удалось этого достичь, видно из результатов экспериментов, приведенных в табл. 16 и 17.

О синхронности изменения гранулометрического состава и плотностных свойств кварцевого песка при разрушении

Для всех размерных фракций, получившихся из каждой исходной размерноплотностной фракции в результате разрушения, измеряли гистограмму распределения зерен по плотности, на градиентной трубке методом деления (табл. 18, 19). Однако это удалось сделать лишь для фракций >0,063 мм, в которых оказалось материала не менее нескольких десятков миллиграммов. Как и следовало ожидать, для получения должного изменения плотностных свойств исходные размерно-плотностные фракции пришлось разрушать сильнее механически, чем химиче-

Опыт, время (в ч), поте- ри (в %)	Грануломет-	чуломет- Интервал плотности, г/см ³							
	рический со- став, мм	2,613- 2,618	2,618 2,623	2,623- 2,628	2,628- 2,633	2,633- 2,638	2,638- 2,643	2,643- 2,648	2,648- 2,653
	0.35 0.21	Τ'	0.25	12 74	15.20	1 10	0.20	I	I
A 1 - 10	0,25-0,31	-	0,25	715	0.00	1 20	0,30	0.72	-
r = 10;	0,2-0,23	-	0,34	1,15	0,00	1,20	0,42	0,72	-
Δ <i>P</i> - 35,91	0,16-0,2	0,07	0,29	1,97	3,23	1,32	0,30	0,33	-
	0,1-0,16 0,063-0,1	- 0,05	0,25 0,10	0,36	0,71	0,70	0,45 0,41	0,30	0,12
Б	0,25-0,31	-	_	0,21	12,04	12,05	0,94	0,15	-
t = 14;	0,2-0,25	-	~	1,15	7,03	6,05	1,60	0,29	_
$\Delta P = 46,38$	0,16-0,2	_	0,15	0,49	2,11	2,21	0,76	0,32	0,10
	0,1-0,16	_		0,20	0,51	0,83	0,55	0,20	0.10
	0,063-0,1	-	-	0,11	0,67	1,14	0,99	0,46	0,10
B	0,25-0,31	_		_	0,64	12,10	3,21	0,38	
<i>t</i> = 20;	0,2-0,25	-	-	0,08	0,66	6,60	2,96	0,59	-
$\Delta P = 68,77$	0,16-0,2	-	_	-	0,33	1,23	0,90	0,26	0,08
	0,1-0,16	-	-	0,04	0,13	0,36	0,43	0,17	0,08
Г	0,25-0,31	_	_	-	0,11	0,72	15,10	3,08	-
<i>t</i> = 22;	0,2-0,25	_	-		-	0,38	3,08	3,64	-
$\Delta P = 61,85$	0,16-0,2	-	-	-	-	0,20	2,09	1,43	0,20
	0,1-0,16	_	_		0,06	0,22	0,92	0,41	_
	0,063-0,1	-	-	-	0,11	0,24	0,52	0,56	0,08
Д	0,25-0,31	_	_	_	_	_	1,14	22,50	2,76
<i>t</i> = 25;	0,2-0,25	_	_	-	-	-	-	15,9	_
$\Delta P = 49,52$	0,16-0,2	-	-	-	-	-	-	5,2	-
	0,1-0,16	_	-	-	-	-	0,47	2,40	0,11

Таблица 18

Изменение плотностных свойств при механическом разрушении кварцевого песка, % к исходной навеске

Примечание. Исходный образец в каждом опыте имел крупность зерна 0,25–0,31 мм; ^{здесь} и далее цифры полужирным – масса оставшегося исходного образца (в %); Δ*P* – сумма ^{более} мелких фракций, растворенный кварц, потери.

r	a	б	л	И	Ц	a	19
---	---	---	---	---	---	---	----

Изменение	плотностных	свойсть	при	химическом	разрушении	кварцевого	песка.
		%	к ис	ходной навеси	ке		

Опыт, время (в ч), потери (в %)	Грану.	рану- Интервал плотности, г/см3								
	ческий состав, мм	2,608- 2,613	2,613 2,618	2,618- 2,623	2,623- 2,628	2,628- 2,633	2,633- 2,638	2,638- 2,643	2,643- 2,648	2,648- 2,653
$A t = 0,13; \Delta P = 8,17$	0,2-0,25 0,16-0,2	2,93 0,28	41,22 1,29	37,29 2,21	3,47 0,31	1,55 0,15	0,81	0,32	- - -	
$ \begin{aligned} & \mathcal{B} \\ t &= 0,25; \\ & \Delta P &= 6,10 \end{aligned} $	0,2-0,25	0,36	1,03	32,56	53,84	4,51	0,86	0,74	-	-
B t = 0,5; $\Delta P = 2,80$	0,2-0,25 0,16-0,2	- -	-	1,03 0,13	40,33 0,78	49,51 0,66	4,05 0,05	0,66 -	-	
Γ t = 1; $\Delta P = 9,44$	0,2-0,25 0,16-0,2	-	-	0,07 -	0,56 0,10	38,56 5,23	38,30 3,12	3,95 0,17	0,50 -	_
\mathcal{I} t = 2; $\Delta P = 4,81$	0,2-0,25 0,16-0,2	-	-	-	0,13 -	1,13 0,09	60,21 0,85	30,79 0,45	1,19 0,07	0,28
E t = 3; $\Delta P = 6,12$	0,2-0,25 0,16-0,2	_	_	-	-	0 ,26 _	2,17 0,15	50,53 1,06	37,61 0,51	1,53 0,06
	0,2-0,25 0,16-0,2	- -	- -		- -	-	- -	2,42 _	79,77 5,88	3,83 —

Примечание Исходный образец в каждом опыте имел крупность зерна 0,2-0,25 мм.

ски. При механическом разрушении в получающемся наборе более мелких фракций было большее количество кварца, чем при химическом (см. табл. 16, 17).

Для каждого эксперимента в табл. 18 и 19 приведены также время разрушения образца t и значение ΔP — более мелкие размерные фракции, растворенный кварц и другие потери (в %). По табл. 18 (опыты А и Д) и 19 (опыты В и Ж) построены гистограммы для иллюстрации динамики изменения плотностных свойств и гранулометрического состава образца в результате разрушения (фит. 35, 36). Аналогичные результаты дают и другие опыты, приведенные в табл. 18 и 19.

Данные экспериментов позволяют сделать ряд выводов.

1. Все опыты показывают, что в результате разрушения плотность зерен кварца, как правило, увеличивается, приближаясь к плотности оптически чистого кварца (см. табл. 18, 19). Во всех опытах небольшое количество зерен становится на ~0,01 г/см³ легче исходных. По-видимому, в исходном образце есть некоторая вероятность и такого типа зерен, в которых более легкие включения находятся не у поверхности зерна. В этом случае в результате разрушения зерно может стать легче. Во всех опытах при механическом разрушении и в некоторых опытах при химическом разрушении очень небольшая доля зерен становится тяжелее, чем оптически чистый кварц, но не более чем на 0,005 г/см³. Это можно объяснить тем, что зерна кварца часто содержат включения как легче, так и тяжелее кварца.



Фиг. 35. Гистограммы распределения зерен по плотности до и после механического разрушения двух плотностных фракций исходного природного кварцевого песка, имевшего размер зерен 0,25-0,31 мм

Плотностные фракции: a - 2,623-2,628 г/см³; b - 2,643-2,648 г/см³; заштрихованный столбик – гистограмма образца до разрушения

Фиг. 36. Гистограммы распределения зерен по плотности до и после химического разрушения двух плотностных фракций исходного природного кварцевого песка, имевшего размер зерен 0,20-0,25 мм

Объяснения см. в подписи к фиг. 35

2. Во всех опытах, в которых исходный образец содержал зерна кварца с плотностью меньше 2,638 г/см² (см. 18, 19), мы наблюдаем следующую закономерность: количество зерен, которые переходят из исходной плотностной фракции в смежную, более тяжелую, на порядок или более превышает количество зерен, которые в результате разрушения переходят не в смежную, а в последующие, еще более тяжелые фракции. Использованный нами метод анализа позволил зафиксировать процесс увеличения плотности зерен кварца на интервалах не менее 0,005 г/см³. При химическом разрушении мала вероятность иного процесса, чем последовательный переход зерна от исходной до конечной плотности. При механическом разрушения больше, чем при химическом, и зерна чаще могут перейти не только в смежную, но и в последующие, более тяжелые плотностные фракции.

3. Результаты экспериментов (см. табл. 18, 19) показывают, что каждый процесс разрушения кварцевого песка характеризуется таблицей чисел, где по вертикали и горизонтали — характеристики гранулометрического состава и плотности. Числа таблицы для каждого опыта показывают, какой процент от исходной навески образца оказался в соответствующей размерно-плотностной фракции в результате данного разрушения. Другими словами, эти цифры дают экспериментально измеренную вероятность изменения гранулометрического состава плотностных свойств в заданных условиях эксперимента при разрушении исходного кварцевого песка с зернами в узком интервале размеров и плотности. Все опыты подтверждают, что при разрушении синхронно изменяются как гранулометрический состав, так и плотностные свойства кварцевого песка.

В заключение отметим, что простейшие акты разрушения проводились и над образцами кварцевого песка с плотностью зерен выше плотности оптически чистого кварца. Установлено, что и в этом случае при разрушении синхронно изменяются и гранулометрический состав, и плотностные свойства зерен кварца, причем плотность зерен также приближается к плотности оптически чистого кварца, но по абсолютному значению, естественно, уменьшается.

О матрице коэффициентов, характеризующих простейший акт разрушения кварцевого песка

Из табл. 18 и 19 следует, что изменения гранулометрического состава и плотностных свойств в одном опыте существенно различны для зерен разной плотности. Чтобы придать результатам экспериментов наглядный и сопоставимый вид, таблицы следует привести к единому для серии опытов сравнительно малому времени разрушения. В качестве такового выбрано время τ , в течение которого при данном типе разрушения (механическом или химическом) масса исходной фракции оптически наиболее чистых зерен кварца (2,643–2,648 г/см³) уменьшается на 1%. Это время из экспериментальных данных (см. табл. 18, \mathcal{A} и 19, \mathcal{K}) можно установить по формуле

$$\tau = t - \frac{\ln\left(\frac{m_{it}}{m_{io}}\right)}{\ln\left(\frac{m_{i\tau}}{m_{io}}\right)},$$

где *t* время разрушения фракции 2,643—2,648 г/см³: m_{io} — начальная масса в *i*-м интервале плотности: m_{it} — масса кварца в том же интервале после разрушения в течение времени *t*: $m_{i\tau}$ — масса кварца в том же интервале после разрушения в течение времени *t*: m_{it}/m_{io} — доля кварца, оставшегося в этой фракции после разрушения в течение времени *t*: $m_{i\tau}/m_{io}$ = 0,99 (М.Я. Кац, М.М. Кац, 1969).

При механическом разрушении $\tau_{\rm M} = 0,168$ ч, при химическом – $\tau_{\rm X} = 0,222$ ч. Пересчитаем таблицу чисел для каждого опыта (см. табл. 18, 19), соответствуюшего времени разрушения *t*, отнеся их к выбранному единому малому времени $\tau_{\rm M}$ или $\tau_{\rm X}$.

Процент от исходной массы зерен кварца, попадающих в результате разрушения в какую-либо другую размерно-плотностную фракцию, будет зависеть, при прочих равных условиях наших опытов, от времени разрушения. Если бы переход осуществлялся из исходной только в одну размерно-плотностную фракцию, то уменьшение процента зерен кварца в исходной фракции можно было бы рассчитать по экспоненциальной зависимости от времени разрушения, как это и было принято в работе М.Я. Каца и М.М. Кац (1969). Но поскольку в наших экспериментах в результате разрушения исходной фракции происходит переход зерен в разные размерно-плотностные фракции (значение ΔP в каждом опыте мы рассматриваем как самостоятельную, вновь образованную фракцию), то эта закономерность будет другой. Точно рассчитать это затруднительно. Однако задача об-

100

легчается тем, что в каждом опыте процент от исходной навески кварца, перешедшего в каждую другую размерно-плотностную фракцию (кроме одной), как правило, мал. Для этих малых значений можно в первом приближении считать эту зависимость от времени разрушений линейной. Исходя из этих соображений была принята следующая методика пересчета коэффициентов таблицы каждого опыта (см. табл. 18, 19) для соответствующего времени $\tau_{\rm M}$ или $\tau_{\rm X}$.

1. В каждом опыте устанавливалось, в какую размерно-плотностную фракцию перешло наибольшее количество зерен кварца из исходного образца в результате разрушения. Затем по экспоненциальному закону рассчитывалось, насколько уменьшился исходный образец (в %) за время $\tau_{\rm M}$ или $\tau_{\rm X}$, если предположить в первом приближении, что кварц переходил в результате разрушения только в эту фракцию.

2. Небольшие количества от исходного образца кварца (в %), перешедшие во все другие размерно-плотностные фракции за время $\tau_{\rm M}$ или $\tau_{\rm X}$, рассчитывались по линейному закону.

3. Зная, какое количество исходного образца (в %) перешло в каждую вновь образованную размерно-плотностную фракцию, можно определить, сколько исходного образца (в %) осталось после его разрушения в течение времени $\tau_{\rm M}$ или $\tau_{\rm X}$.

4. Уточненный процент от исходного образца кварца, перешедшего в ту размерно-плотностную фракцию, где его оказалось больше всего, рассчитывался по разности между тем, на сколько процентов уменьшился исходный образец, и тем,

Т	a	б	Л	И	Ц	8	20
---	---	---	---	---	---	---	----

Изменение плотностных свойств при механическом разрушении кварцевого песка, в течение времени $\tau_{\rm M}$, % от исходной навески

Опыт. поте-	Грануломет-	Грануломет- Интервал плотности, г/см3							
ри (в %)	рический со- став, мм	2,613- 2,618	2,618- 2,623	2,623- 2,628	2,628- 2,633.	2,633- 2,638	2,638- 2,643	2,643– 2,648	2,648- 2,653
	, "·			·	T	Î	1	1	
	0.25-0.31	-	0.004	98.14	0.26	0.02	0.006	-	-
	0,2-0,25	_	0,006	0,12	0,14	0.02	0.007	0.01	-
A = 1.06	0,16-0,2	0,001	0,005	0.03	0,05	0.02	0.006	0.009	-
$\Delta F = 1,00$	0.1-0.16	0,001	0.004	0.02	0.03	0.02	0.008	0.005	0.002
	0,063-0,1	-	0,002	0,006	0,01	0,01	0,007	0,006	0,002
	0,25-0,31	_	_	0,002	98,43	0.15	0.01	0.002	-
F	0,2-0,25	-	-	0.01	0.08	0.07	0.02	0.003	_
	0,16-0,2	-	0,002	0,006	0.03	0.03	0.009	0.004	0.001
$\Delta P = 1,10$	0,1-0,16		_	0.002	0.007	0.01	0.007	0.002	0.001
	0,063-0,1	-	-	0,001	0,008	0,01	0,01	0,004	0,001
	0,25-0,31	-	_	_	0.005	98.55	0.03	0.003	_
B	0.2-0.25	-	_	0.0007	0.006	0.06	0.03	0.005	-
$\Delta P = 1,29$	0,16-0,2	_	_	-	0.003	0.01	0.008	0.002	0.0007
	0,1-0,16	-	-	0,0003	0,001	0,003	0,004	0,001	0,0007
	0,25-0,31	_	_	_	0.0008	0.006	98.87	0.02	-
г	0,2-0,25	-	-		_	0.003	0.06	0.03	_
	0,16-0,2	-	_	_	_	0,002	0,02	0,01	0,002
4P = 0,95	0,1-0,16	-	-	-	0,0005	0,002	0,007	0,003	_
	0,063-0,1	-	-	-	0,0008	0,002	0,004	0,004	0,0006
	0,25-0,31	-	-	-	_	_	0,008	99,25	0,02
д	0,2-0,25	-		-	-	-	_	0,11	_
$\Delta P = 0,56$	0,16-0,2	-	-	-	-	_	_	0,03	-
	0,1-0,16	-	-	-	-	. –	0,003	0,02	0,0007
Примеч	ание. Поясн	ения см	в табл.	18.					

101

Таблица 21

ORMT. 110-	Грануломет-	Интервал плотности, г/см3								
тери, (В %)	рический состав, мм	2,608— 2,613	2.613- 2,618	2,618- 2,623	2,623- 2,628	2,628- 2,633	2,633- 2,638	2,638- 2,643	2,643 - 2,648	2,648- 2,653
A A P = 13.6	0,2-0,25	4,88	10,82	52,43	5,80	2,58	1.35	0,53		_
\overline{D} $\Delta P = 5.41$	0,20,25	0,32	0,92	3,69 38,67	0,32 50.12	0,25 4.00	- 0,77	- 0,66	-	-
B = 1,24	0.2-0,25 0,160,2		-	0.46 0.58	68.56 0.35	26.92 0.29	1,80 0.02	0,29		-
$\Gamma \\ \Delta P = 2.10$	0,2-0.25 0,16-0.2			0.02	0.12 0,02	83,93 1,16	10,93 0.69	0,88 0.04	0,11	-
Д △P=0,54	0,2-0,25 0,160,2	_ _			0,01	0,13 0,01	94.92 0.09	4,08 0,05	0.13 0,01	0,03
$E \\ \Delta P = 0,45$	0,20,25 0,160,2	-		-	-	0,02	0,16 0,01	95,63 0,08	3.56 . 0.04	0.11 0.004
$\mathcal{K} \\ \Delta P = 0.38$	0.2-0.25 0.16-0.2	-	-	-		-		0,11	99.08 0.26	0.17
Прим	ечание. П	ояснени	я см, в т	абл. 18.						

Изменение плотностных свойств при химическом разрушении кварцевого песка, в течение времени 7,, % от исходной навески

сколько процентов от исходного образца перешло во все остальные размерноплотностные фракции в течение времени разрушения $\tau_{\rm M}$ или $\tau_{\rm X}$. Эти значения, естественно, больше тех, которые получились бы по линейному закону, но меньше получающихся по упомянутому выше экспоненциальному. Результаты пересчетов данных табл. 18 и 19 приведены в табл. 20 и 21.

Таким образом, каждый акт простейшего разрушения характеризуется своей матрицей коэффициентов. Их соотношение в принципе уже мало зависит от конкретных значений времени $\tau_{\rm M}$ или $\tau_{\rm X}$, в течение которых происходят лишь малые разрушения исходной размерно-плотностной фракции.

Отметим также, что принятый приближенный метод пересчета по нашим оценкам может привести к занижению численных значений коэффициентов не более чем на ~10%. Эти погрешности сопоставимы с погрешностями экспериментов (см. табл. 18, 19). В большинстве случаев можно считать, что погрешность приведенных в табл. 20 и 21 значений коэффициентов, относящихся ко вновь образованным размерно-плотностным фракциям, не превышает ± 20%. Исходя из метода расчета самого большого коэффициента в каждой из матриц можно считать, что они имеют наибольшую погрешность по сравнению со всеми другими коэффициентами, относящимися ко вновь образованным размерно-плотностным фракциям. Во всех опытах по механическому разрушению и в одном опыте по химическому разрушению (см. табл. 21, Ж) эти коэффициенты относятся к величине ΔP , физический смысл которой указан выше. Эта величина к нашим выводам по существу не имеет отношения. Так что указанная наибольшая погрешность относится в первую очерсдь лишь к одному коэффициенту (для вновь образованной плотностной фракции, смежной с исходной) каждой матрицы (см. табл. 21, опыты A-E). Лля анализа сложного процесса разрушения кварцевых песков, естественно, следует использовать численные значения коэффициентов матриц, полученных при

Фиг. 37. Масса кварцевых зерен (%) в исходной размерноплотностной фракции, оставшихся после простейшего акта разрушения

а – механическое разрушение; б – химическое разрушение

условиях разрушения, близких к природным. Коэффициенты матриц каждого опыта (см. табл. 20, 21) показывают, в частности, что с изменением плотности зерен исходного кварцевого песка по-разному изменяются его гранулометрический состав и плотностные свойства в процессе идентичного разрушения, а также, что изменения этих закономерностей различны при механическом и химическом разрушениях.



Разберем два примера. Разность между 100% и теми коэффициентами, которые показывают, сколько процентов кварцевого песка осталось в исходной размерноплотностной фракции после разрушения образца в течение времени т_м или т_х, обусловлена изменением как гранулометрического состава, так и плотностных свойств песка (см. табл. 20, 21). Из данных на фиг. 37 следует, что, во-первых, при одном и другом типах разрушения по мере уменьшения плотности исходного образца масса разрушенных зерен (в %) увеличивается; наименьший процент разрушенных зерен оказался во фракции с плотностью 2,643-2,648 г/см³ (вблизи плотности оптически чистого кварца). Во-вторых, при переходе от кварца с низкой плотностью к образам с более высокой, например от фракции 2,623-2,628 к фракции 2,643-2,648 г/см³, масса разрушенных зерен при механической обработке (в %) уменьшается всего в 2,8 раза, при химической же – в 30 раз, т.е. при прочих близких условиях скорость разрушения кварцевого песка при уменьшении плотности зерен на 0,02 г/см³ при химическом разрушении примерно в 10 раз больше, чем при механическом. Если учесть различие времен τ_{M} и τ_{X} , то и в этом случае вывод мало изменится.

Рассмотрение коэффициентов матриц табл. 20 показывает, что при механическом разрушении исходной фракции в течение времени $\tau_{\rm M}$ количество кварца (в%), перешедшего во все другие плотностные фракции, уменьшается примерно на порядок, а количество кварца (в%), перешедшего во все другие размерные фракции, при увеличении плотности исходных зерен кварца от фракции 2,623– 2,628 до 1,643–1,648 г/см³ уменьшается лишь в 2–3 раза, причем в другие размерные фракции переходит всегда во много раз больший процент зерен, чем в другие плотностные фракции. При химическом разрушении мы наблюдаем по существу принципиально иную картину. Сравнение коэффициентов матриц табл. 21 показывает, что при химическом разрушении образца исходной фракции в течение времени τ_{χ} количество кварца (в%), перешедшего в другие плотностные фракции, уменьшается примерно на два порядка, а количество кварца, перешедшего в соседние гранулометрические фракции, уменьшается лишь в пять раз при увеличении плотности исходных зерен кварца в тех же пределах.

В заключение отметим, что мы отдаем себе отчет в том, что использованные нами методы разрушения далеки от природных и что некоторые коэффициенты табл. 20 и 21 рассчитаны приближению. Однако мы считаем, что полученные результаты экспериментов при лабораторных разрушениях кварцевого песка в первом приближении правильно отражают направление соответствующих процессов при разрушении зерен кварца разных плотностей в природных условиях.

Отметим также, что мы рассматриваем изложенные результаты экспериментов как первый шаг в анализе синхронных процессов изменения гранулометрического состава и плотностных свойств кварцевого песка в процессах разрушения кварцевых зерен при образовании осадочных пород и вызревании их вещественного состава. В дальнейшем было бы целесообразно провести такие эксперименты как над образцами кварцевого песка осадочных пород разного генезиса, так и особенно над образцами кварца в зернах, выделенных из кристаллических горных пород разного генезиса — основных источников сноса в районах накопления осадочных пород, а также при условиях разрушения, более близких к природным. Информация такого типа экспериментов может оказаться исключительно важной при исследовании осадочных существенно кварцевых пород. Без соответствующих анализов простейших актов разрушения кварцевого песка затруднительно проводить на должном уровне моделирование процессов в осадочных породах. Как мы увидим ниже, от таких экспериментов зависит также наиболее эффективное использование метода гравитационного градиентного поля с целью палеогеографических реконструкций по терригенным компонентам.

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ .МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССА ВЫЗРЕВАНИЯ КВАРЦЕВОГО ПЕСКА

Хорошо известно, что процесс седиментации и вызревания песчаных пород характеризуется изменением ряда их структурно-минералогических признаков: удаляется глинистое вещество; изменяется гранулометрия зерен, улучшаются их сортировка и окатанность; преимущественно разрушаются менее стойкие минералы, что приводит к увеличению содержания кварца (Folk, 1954; Гросстейм, 1961; Коссовская, 1962; Шутов, 1965, 1967). Эти характеристики, отражающие динамику седиментации, широко использовались для решения различных задач. Однако при этом всегда считалось, что в процессе разрушения при седиментации физические свойства самого минерала, и в частности, кварца, не менялись. Это оказалось неверным. Как мы видели, имеются прямые доказательства, что в процессе разрушения должны изменяться плотностные свойства кварцевого песка.

Наиболее доступный метод анализа процесса вызревания кварцевого песка при разрушении в лабораторных условиях — анализировать не плотностные свойства зерен в узких интервалах их плотности, как мы это делали ранее, а плотностные свойства всего образца кварцевого песка, т.е. всей гистограммы распределения зерен по плотности. Именно такой путь избран и всеми исследователями в других лабораториях для анализа плотностных свойств кварца осадочных пород с целью определения по ним источников сноса.

Модель процесса

Изменение статистических характеристик плотности кварцевого песка, происходящее в процессе разрушения при седиментации, обусловлено в основном тем, что механическая и химическая разрушаемость кварцевых зерен разной плотности различна. Для зерен, плотность которых близка плотности оптически чистого кварца, разрушаемость наиболее низкая; с уменьшением или увеличением их плотности разрушаемость возрастает, так как при этом увеличивается концентрация либо дефектов структуры, микротрещин, газово-жидких включений, включений органического вещества и более легких, либо более тяжелых минералов, а также других нарушений однородности минерала.

Мы предполагаем, что можно говорить отдельно о вызревании кварца песчаных пород на фоне вызревания общего состава песчаного материала в целом, причем степень вызревания кварца в процессе седиментации можно определять, анализируя статистические характеристики плотности кварцевого песка. Они могут дать как дополнительную информацию о динамике седиментации, так и информацию о физических свойствах исходного кварца разрушаемой породы.

Проведен расчет динамики изменения статистических характеристик плотности кварцевого песка в процессе разрушения как в лабораторных условиях, так и при седиментации в природных условиях. В качестве первого приближения была рассмотрена модель со следующими ограничениями.

1. Анализируется изменение статистических характеристик плотности кварцевого песка только в самой крупной фракции с тем, чтобы не учитывать влияние разрушения более крупных зерен на процессы в рассматриваемой фракции.

2. Предполагается, что разрушение зерен кварца в процессе седиментации выводит их из исследуемой фракции в более мелкие, не рассматриваемые в данной модели. Те разрушения, которые не переводят зерна в более мелкие размерные фракции, не изменяют плотность зерен настолько, чтобы переводить их в другие плотностные фракции.

3. Не учитывается влияние поступления новых порций обломочного кварца, побавляющегося к рассматриваемой фракции в процессе седиментации.

4. Предполагается, что в течение всего процесса условия седиментации и закономерность разрушаемости зерен остаются постоянными и что за любые одинаковые отрезки времени седиментации масса кварца в заданном интервале плотности уменьшается в одинаковое число раз.

В соответствии с этими предположениями была разработана программа для ЭВШМ М-20 для расчета динамики изменения статистических характеристик плотности кварца в процессе разрушения.

Метод анализа динамики вызревания кварцевого песка при разрушении

Дюбые зрелые¹, многократно перемытые кварцевые пески получаются, очевидно, за счет исходного кварца² разрушаемых пород разного генезиса, привносимого в бассейны из разных источников сноса. Мы рассмотрим процесс вызревания при разрушении определенного исходного, иначе, начального кварца. Изучая это вызревание с помощью определенной модели, можно восстановить динамику процесса.

В принятой модели динамика вызревания кварца при разрушении непосредственно зависит от плотностных свойств начального и зрелого кварца, характеризуемых соответствующими гистограммами (фиг. 38): начальные кварцы с гистограммами типа 2 и 3, перекрывающими гистограмму 1 зрелого кварца, могут стать более зрелыми в процессе седиментации; начальные кварцы с гистограммами типа 4 и 5, практически не перекрывающими гистограмму зрелого кварца, не могут стать зрелыми в процессе седиментации³; начальные кварцы с гистограммой типа 6, лежащей в области гистограммы зрелого кварца, являются таковыми с самого начала до их разрушения в процессе седиментации. Природные кварцы кристаллических горных пород разного генезиса имеют гистограммы, лежащие между гистограммами типа 4 и 5.

Разберем метод анализа в принятой модели динамики изменения статистических характеристик плотности кварца в процессе седиментации. Он применим, когда известны гистограммы для начального и конечного кварцев и задача заключается в том, чтобы определить ход изменения статистических характеристик плотности кварца в процессе его разрушения от начальных значений для гистограммы исходного кварца до конечных значений для гистограммы кварца, получающегося в конце разрушения. Примем весь интервал времени разрушения за единицу. Обозначим массу кварца в данном *i*-м интервале шкалы плотности у начального кварца через m_{io} , а у кварца в конце седиментации – через m_{ik} . Согласно принятой модели, новой кварц не добавляется, плотность зерен не изменяется, закономерность разрушаемости кварца с течением времени не меняется и за любые оди-

¹ Здесь и далее под зрелым кварцевым песком мы понимаем песок, претерпевший многократные циклы переотложения. Примером зрелого песка является многократно переотложенный люборецкий кварцевый песок. Термин "зрелый" используется в условном смысле – в природе нет зрелых песков, подобно тому как нет идеальных, однородных крис-, таллов.

⁴ Употребляя термин "кварц", мы имеем в виду кварцевые зерна как песков и песчаников, з так и кристаллических пород.

В действительности часть зерен этих кварцев будет вызревать, так как в процессе разрушения плотность зерен может изменяться, но в принятой модели это не учитывается.



Фиг. 38. Некоторые из возможных типов гистограмм распределения зерен кварца по плотноств

Фиг. 39. Гистограммы

I – начальный кварц; *2* – конечный кварц Рассчитанные гистограммы для конечного кварца в единицах массы: *3* – для случая $K = \frac{ab}{ac}$; *4* – для $K < \frac{ab}{ac}$

наковые отрезки времени разрушения Δt масса кварца в определенном *i*-м интервале плотности уменьшается в одинаковое количество раз. Поэтому $m_i(t + \Delta t) = A_i m_i(t)$, где $A_i = \text{const } \leq 1$. Следовательно,

$$m_{i} (t + \Delta t) = m_{i} (t) (1 - a_{i}),$$

$$\frac{d}{dt} [m_{i} (t)] = -a_{i}m_{i} (t),$$

$$m_{i} (t) = e^{-a_{i}t + c},$$

$$m_{i} (t = 0) = m_{i0} = e^{c},$$

$$m_{i} (t = 1) = m_{i\kappa} = m_{i0}e^{-a}; \quad m_{i}(t) = m_{i0} \left(\frac{m_{i\kappa}}{m_{i0}}\right)^{t}.$$

Таким образом, за любую долю t от всего времени разрушения масса кварца в i-м интервале плотности уменьшается за счет разрушения в $\beta_{i,t}$ раз:

$$\beta_{i\kappa} = \left(\frac{m_{i\kappa}}{m_{i0}}\right)^t.$$

Зная значения коэффициентов β_{it} для данного этапа разрушения и значения m_{i0} для гистограммы начального кварца, можно рассчитать гистограмму для кварца рассматриваемого этапа седиментации.

Предполагается, что гистограммы для начального кварца и кварца, получающегося в конце разрушения, измерены при одних и тех же условиях. Составленная программа расчета предусматривает, что в машину вводят значения m_{io} и $m_{i\kappa}$ для гистограмм начального и конечного кварца, число интервалов, ширину интервала и значение плотности в опорной точке. Для различных этапов разрушения (для различных значений величин t = 0, 1/256, 1/128, 1/64, 1/32, 1/16, 1/8, 1/4, 3/8, 1/2, 5/8, 3/4, 7/8, 1) машина рассчитывает и выдает: а) набор значений коэффициентов β_{it} ; б) гистограмму распределения; в) статистические характеристики ρ_{cp} , Мо, o, A и K гистограммы; г) долю первичного кварца (в %), которая осталась к данному этапу разрушения. Очевидно, что при t = 0 указанные величины будут относиться к кварцу с начальной гистограммой, при $t = 1 - \kappa$ кварцу с конечной гистограммой, а при $0 < t < 1 - \kappa$ кварцам с гистограммами на промежуточных этапах разрушения.

В действительности при построении гистограмм для начального и конечного кварцев мы имеем m_{io} и $m_{i\kappa}$ не в единицах массы, а в процентах. Чтобы использовать для расчетов эти экспериментальные данные, достаточно вводить в машину значения m_{i0} непосредственно в процентах, а значения m_{ik} в процентах умножить предварительно на постоянный множитель, который определяется из данных начальной и конечной гистограмм. Физический смысл этого множителя заключается в следующем. Пусть мы построили гистограммы для начального кварца 1 и для кварца 2, получающегося из начального в результате частичного разрушения (фиг. 39). В одинаковом масштабе их площади одинаковы. Однако если мы будем m_{i0} и m_{iK} брать не в процентах, а в единицах массы, то, поскольку разрушение испытывают зерна любой плотности, все значения $m_{i\kappa}$ (для гистограмм конечного кварца) должны быть меньше соответствующих значений m_{i0} (для гистограммы начального кварца). Эго значит, что в принятой модели в единицах массы гистограмма для конечного кварца должна вписываться внутрь гистограммы для начального кварца. Для этого необходимо все значения тик умножить на постоянную величину $\kappa < 1$, численное значение которой должно быть менее или равно максимальному значению отношения величины $m_{i\kappa}$ к величине m_{i0} (представленных в процентах) для какого-то *i*-го интервала среди всех интервалов на гистограммах, т.е.

$$\kappa \not \in \left(\frac{m_{iK}}{m_{i0}}\right) \max \tag{1}$$

по всем значениям *i*. Если из точки максимума гистограммы 2 (см. фиг. 39) опустить перпендикуляр на ось абсцисс, то условию (1) будет удовлетворять отношение отрезков *ab* и *ac*, т.е.

$$\kappa \ll \frac{ab}{ac}.$$
 (2)

Гистограмма 3 получена путем умножения на значение

$$\kappa = \frac{ab}{ac}$$

всех ординат на гистограмме 2. В этом предельном случае конечная гистограмма 3 будет касаться начальной 1 изнутри. Поскольку разрушаются зерна любой плотности, то в действительности в формулах (1) и (2) должен выполняться знак неравенства: в единицах массы гистограмма конечного кварца 4 не будет касаться гистограммы исходного кварца 1.

Таким образом, в машину вводят экспериментально полученные значения m_{i0} для начальной гистограммы и значения κm_{iK} для конечной, имея в виду, что статистические характеристики распределения не изменяются, если все ординаты умножить на постоянную величину.

Легко видеть также, что из соотношения площадей, ограниченных кривыми гистограмм 1 и 3 (см. фит. 39), можно оценить максимальную долю кварца, которая должна остаться, если исходный кварц с гистограммой 1 в процессе разрушения превратился в кварц с гистограммой 2: доля оставшегося кварца будет менее отношения площадей под гистограммами 3 и 1.

Изменение плотностных свойств кварцевого песка при разрушении в лабораторных условиях

Перейдем к изложению результатов моделирования в лабораторных условиях процесса изменения плотностных свойств кварцевого песка при вызревании в процессе химического и механического разрушения (Katz e.o., 1970; Кац и др., 1971). Все эксперименты проводились параллельно на двух образцах кварцево-
Таблица 22

Разрушение кварцевого песка

	Вес образца	THE DASDY-	Масса образца в % от исходной навески после разру шения						
Образец	Р до опыта, г	шения	>0,20	0,20 - 0,16	0,16- 0,1	0,1- 0,01	< 0,01 и потери		
1224	3,076	' I1	18,22	10,83	5,31	27,08	38,54		
1213	3,080	I	26,46	12,06	5,95	24,65	30,87		
1224	3,003	II	59,52	18,06	3,95	4,88	13,57		
1213	3,033	II	53,59	15,25	4,88	9,31	16,95		
1224	3,094	III	70,07	8,20	0,60	0,89	20,23		
1213	3,124	III	71,73	7,71	0,69	0,55	19,32		
1224	3,023	IV	75,11	6,65	0,55	0,55	17,14		
1213	3,051	IV	77,07	6,58	0,53	0,46	15,30		

Примечания. Размер зерна исходного кварца 0,2-0,31 мм.

Типы разрушения: I — механическое; кварц разрушался в стеклянной колбочке объемом 100 см³; навеска вместе с 25 см³ воды и 40 кубиками нержавеющей стали каждый объемом ~120 мм³ в колбочке встряхивалась в продолжение 28,5 ч. II — механическое; условия те же, но встряхивание с 60 кусочками стали каждый объемом ~60 мм³. III — химическое; исследуемый кварц помещался в полиэтиленовую колбочку вместе с 40 см³ 3%-ного раствора плавиковой кислоты, колбочке встряхивалась в течение 34 ч и находилась в спокойном состоянии 134ч. IV — химическое; условия те же, но колбочка встряхивалась 8 ч и находилась в спокойном состоянии 39 ч.

Плотность, г/см ³	Исходный кварц		После механического раз- рушения				После химического разру- шения			
	1224	1213	1224 I	1224 II	1213 I	1213 II	1224 III	1224 IV	1213 III	1213 IV
<2,6200	5,35	6,47	3,57	2,43	2,07	3,05	0,06	, 0,18	0,08	0,12
2,6200-2,6245	2,58	2,45	2,68	2,49	2,19	1,39	0,13	0,08	0,04	0,12
2,6245-2,6290	4,39	4,51	3,90	3,56	3,44	3,13	0,24	0,32	0,20	0,25
2,6290-2,6335	7,59	7,43	6,43	6,79	7,10	6,45	0,67	1,17	0,64	0,88
2,6335-2,6380	15,82	17,20	14,43	15,05	15,19	13,10	4,07	4,96	4,11	6,08
2,6380-2,6425	25,66	26,90	28,86	30,60	31,45	30,62	23,40	29,96	28,97	27,49
2,6425-2,6470	24,64	25,83	37,10	36,78	36,25	37,33	68,50	60,83	64,38	62,06
2,6470-2,6515	11,20	4,78	1,68	1,17	1,57	3,29	2,38	1,93	1,32	1,77
>2,6515	2,78	3,87	- 1,34	1,15	0,74	1,65	0,46	0,57	0,26	1,24

Таблица 23 Распределение кварца по плоскостным фракциям, %

го песка меловых отложений района Актюбинска (обр. 1224 и 1213). Этот выбор был обусловлен тем, что их гистограммы распределения зерен по плотности соответствовали типу 2 на фиг. 38, т.е. они существенно отличались от гистограммы зрелого кварца, но перекрывали ее. На таком исходном материале можно наиболее наглядно показать процесс вызревания при разрушении. Механическое разрушение осуществлялось путем встряхивания исследуемого песка вместе с кусочками нержавеющей стали, а химическое разрушение — растворением в 3%-ном растворе плавиковой кислоты. В исследуемом кварцевом песке определялись гранулометрический состав и плотностные свойства до и после разрушения (табл. 22, 23, фиг. 40, 41). Мы отдаем себе отчет в том, что такие энергичные методы разрушения далеки от реальных природных процессов. Однако



Фиг. 40. Динамика изменения статистических характеристик плотности кварца при механическом разрушении в лабораторных условиях

Приводятся изменения плотностных свойств двух образцов кварца: d – гистограммы распределения зерен по плотности для начального и конечного кварца при t = 0 и t = 1, (заштри хованы); рассчитанные гистограммы для разных моментов седиментации при 0 < t < 1, не заштри хованы); δ – зависимость коэффициента β_{it} от плотности кварца; d – динамика изменения доли кварца Σ , оставшегося к данному моменту седиментации, и статистических характеристик плотности ρ_{cp} , *Mo*, *Q*, *A*, *K* от их начального (при t = 0) до конечного (при t = 1) значения I, II, III, IV – различные, типы разрушений (см. табл. 22).



Фиг. 41. Динамика изменения статистических характеристик плотности кварца при химическом разрушении в лабораторных условиях.

Приведены изменения плотностных свойств двух образцов кварца; условные обозначения см. в подписи под фиг. 40

они должны, вероятно, дать правильное представление о направлении изменения плотностных свойств кварца при разрушении в процессе седиментации. Интенсификация процесса позволила осуществлять его в доступные для эксперимента сроки.

Плотностные свойства определялись в исходном кварце (фракция 0,2–0,31 мм) и во фракции >0,2 мм после разрушения. Все детали измерения гистограмм распределения зерен по плотности и последующего анализа динамики изменения статистических характеристик плотности в процессе разрушения по принятой модели описаны ранее. Более того, совершенно очевидно, что пункты 1 и 3, ограничивающие описанную выше модель природного процесса, для лабораторного моделирования не обязательны. В этом случае достаточно модель процесса ограничить лишь пунктами 2 и 4, требующими неизменности плотности отдельных зерен кварца в процессе разрушения и постоянства закономерности разрушения во времени. Эти расчеты выполнены по формуле (2) для предельного случая равенства. В качестве отрезков ab-и ac использовались значения массы зерен, выраженные в процентах, в интервале шкалы плотности 2,6425-2,6470 г/см³ на измеренных гистограммах для начального и конечного кварцев, так как именно в этом интервале сосредоточены оптически наиболее чистые зерна и именно он соответствует соотношению (1).

Из результатов лабораторного моделирования изменения плотностных свойств кварца в процессе вызревания при разрушении следует (см. фиг. 40, 41).

1. Как при механическом, так и при химическом разрушении плотностные свойства кварца изменяются следующим образом: средняя плотность, мода распределения, коэффициенты асимметрии (по абсолютной величине) и эксцесса увеличиваются, а стандартное отклонение уменьшается. Однако, по-видимому, изменения последних трех параметров, зависящих от второго, третьего и четвертого моментов распределения, следует анализировать по более сложной модели (без указанных ограничений в принятой модели).

2. Кривые Σ показывают, что по принятой модели вследствие разрушения общее количество кварца в процессе седиментации монотонно уменьшается от исходного значения до предельного значения $\Sigma_{KOH.}$, которое определяется начальной и конечной гистограммами и значением коэффициента к. Мы приняли знак равенства в формуле (2) и поэтому $\Sigma_{KOH.}$ получили максимальным.

Изложенный метод обработки результатов измерений позволяет в пределах рассматриваемой модели получить экспериментальное обоснование зависимости разрушаемости зерен кварца от их плотности. Для каждого эксперимента были рассчитаны значения коэффициентов β_{it} для такого момента разрушения, когда исходный кварц разрушился примерно на 1%, т.е. когда во всех случаях про-изошло малое, но одинаковое в процентном отношении разрушение. При этом оказалось (см. фиг. 40, 41), что коэффициенты β_{it} имеют наибольшие значения для интервала, где сосредоточены оптически наиболее чистые зерна. Таким образом, и из этих экспериментов следует, что вероятность разрушения зерен с плотностью, близкой плотностию. Только дальнейшие эксперименты могут показать, каковы количественные соотношения между разрушаемостью и плотностью зерен кварца различного генезиса.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПЛОТНОСТНЫХ СВОЙСТВ КВАРЦА ДЛЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ И ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МЕТОДА

Работы ряда исследователей в разных лабораториях показали, что в качестве нового, дополнительного критерия плотностные свойства кварца осадочных пород перспективно использовать для палеогеографических реконструкций. Физическое обоснование этому — плотностные типоморфные особенности кварца кристаллических горных пород и закономерности изменения плотности кварца при разрушении в процессе седиментации. Впервые работа на эту тему была проведена более 10 лет тому назад. Однако такого типа работ еще сравнительно мало. Это обусловлено в основном тем, что они требуют оборудования (гравитационные градиентные трубки, реперы плотности и др.), которое еще не выпускают серийно ни у нас, ни за рубежом.



Фиг. 42. Обзорная карта распределения образцов кварцевого песка из тортонского яруса

1 – пункты взятия образцов (6181, 6182 из краевого прогиба у гор. Косова; остальные с Русской платформы); 2 – направления поступления терригенного материала на платформе и в прогибе

В первой работе (Кац, Шутов, 1963) исследовались плотностные свойства обломочных зерен кварца из образцов определенного стратиграфического горизонта с целью использования их в качестве корреляционного признака для песчаных пород. Изучались кварцевые пески тортонского яруса, образцы которых были отобраны на юго-западной окраине Русской платформы и примыкающего к ней участка Предкарпатского прогиба (фиг. 42, 43)¹. Средняя плотность определялась из гистограмм распределения зерен кварца по плотности, которые строились на данных, полученных методом подсчета на 70 зернах фракции 0,2-0,25 мм (табл. 24). Результаты экспериментов показывают, что этот горизонт, сложенный кварцевыми песками, представлен ассоциациями обломочного кварца двух типов. Первый тип, характеризующийся лучше сортированным по плотности набором обломочного кварца, соответствует платформенному участку. Второй, характеризующийся более растянутыми в область меньших плотностей гистограммами, соответствует участку Предкарпатского краевого прогиба. Из фиг. 43 и табл. 24 следует, что кварц платформы имеет большие значения средней плотности, чем кварц краевого прогиба из пород одного и того же рассматриваемого стратиграфического горизонта.

Характерные различия обнаружены и при иммерсионном изучении зерен исходных образцов кварца (табл. 25). В частности, в платформенных образцах содержание прозрачного кварца оказалось существенно больше, а полупрозрачного с мелкими включениями — меньше, чем в образцах из краевого прогиба. По одному образцу из каждой ассоциации кварца были разделены с помощью гравитационной градиентной трубки на фракции (табл. V и VI).

Из результатов этих первых экспериментов следует три важных вывода: 1) кварц из краевого прогиба по сравнению с кварцем, взятым на платформе в области малых плотностей, характеризуется более широким набором фракций и соответственно существенно бо́льшим процентом дефектных зерен кварца (полупрозрачного с мелки-

¹ Все образцы кварцевых песков были любезно переданы нам В.А. Гроссгеймом, за что автор выражает ему глубокую благодарность.

Плотность кварца из песков тортонского яруса

Номер образца	Средняя плотность $ ho_{\rm cp},$ г/см ³	Образец, место взятия	Номер образца	Средняя плотность р _{ср} , г/см ³	Образец, место взятия
$ \begin{array}{r} 191_{a_1} \\ 8_{a_1} \\ 8_{a_2} \\ 51_{a_1} \\ 51_{a_2} \\ 52_{a_1} \end{array} $	2,642 2,643 2,643 2,643 2,642 2,642	і Кварцевый пе- сок тортонско- го яруса (плат- форменный учас- ток)	167 a2 165 a1 61 a2 61 a1	2,643 2,642 2,635 2,640	Кварцевый песок тортонского яруса (участок краевого прогиба)

Таблица 25

Результаты микроскопического анализа зерен кварца разных типов из песков тортонского яруса, %

	Образец										
маарц	191 a1	8 ₈₁	⁸ a2	51 _{a1}	51 a2	52 ₈₁	167 ₈₂	165 ₈₁	61 _{a2}	61 ₈₁	
Прозрачный без включений	48	61	62	64	68	55	54	64	30	33	
Полупрозрачный с мелкими включени- ями	48	37	36	34	29	38	45	33	56	56	
Непрозрачный с обильными круп- ными включениями	4	1	1	2	3	5	1	3	7	3	
В сростах с ортокла- вом	-	1	1	-		-	-	-	7	8	
С крупными вклю- чениями тяжелых минералов (цирко- на, турмалина и пр.)	-	Ед. зер- на	-	-	-	2	-	-	-	-	

Примечание. Размер зерна кварца 0,2-0,25 мм.

ми включениями и непрозрачного с обильными включениями) и меньшим процентом прозрачных зерен кварца без включений; 2) минералогический состав кварца отдельных фракций, присутствующих в обоих разделенных образцах из разных ассоциаций кварца в заданном интервале плотности, тождествен, и разница между образцами в этой части спектра плотности состоит не в качественном отличии минеральных типов зерен кварца, а в их количественном соотношении; 3) пространственное размещение обеих ассоциаций обломочного кварца (см. фиг. 42) не оставляет сомнений в том, что кварц более тяжелого типа характеризует пески платформенной зоны, а более легкий тяготеет к краевому прогибу и, очевидно, обязан поступлению обломочного материала со стороны Карпат.

С нашими выводами коррелируют результаты ряда работ, выполненные за рубежом в последующие годы в основном микроскопическими методами. Так, Х. Блатт и Дж. Кристи (Blatt, Christie, 1963), изучая некоторые дефекты структуры (волнистое угасание и поликристалличность) зерен кварца кристаллических горных пород и обломочных зерен кварца в кварцевых песках и песчаниках, пришли к выводу, что в процессе созревания породы (при химическом и физическом выветривании пород – источников сноса и последующего многократного переотложения обломочного матери-



Фнг. 43. Гистограммы распределения зерен кварца, фракция 0,20-0,25 мм, из песков тортонского яруса

Из платформенного участка: 191а₁, 8а₁, 8а₂, 51а₁, 51а₂, 52а₁, 167а₂, 165а₁; из участка краевого прогиба: 61а₁, 61а₂

ала) происходит преимущественное разрушение зерен кварца с этими дефектами структуры и что зрелые существенно кварцевые осадочные породы соответственно обогащены слабодефектными и бездефектными зернами кварца. Этот вывод был подтвержден также и в работе Х. Блатта (Blatt, 1967). Дж. Конноли (Connoly, 1965) изучал частоту встречаемости волнистого угасания и поликристалличности в обломочном кварце различных осадочных серий. Он установил, что по мере удаления от источников сноса процент поликристаллических зерен падает от 10 до 2.

Вызревание кварца при разрушении в природных условиях седиментации прослеживалось также на песчаниках нижнемеловых отложений Южной Прибалтики (фиг. 44). Выбор был обусловлен тем, что это бассейн с хорошо известной палеогеографией и установленными направлениями привноса терригенного материала. Все исследованные образцы отбирались из определенного стратиграфического горизонта.

Поступление терригенного материала в нижнемеловой бассейн Южной Прибалтики осуществлялось с трех направлений: северо-запада, севера и северо-востока (Каждан, 1968). Для целей моделирования исследованные ранее образцы кварца были вновь проанализированы описанным методом деления на гравитационной градментной трубке, но с несколько большей точностью (использовалась примерно вдвое меньшая ши-



Фиг. 44. Схема распространения меловых отложений Южной Прибалтики (Каждан, 1968)

Скважины: 1 – Янтарное (обр. 46); 2 – Переславское (обр. 31); 3 – Апрелевка (обр. 76); 4 – Нида (обр. 219); 5 – Жальгиряй (обр. 121); 6 – Поддубное (обр. 88); 7 – Калвария (обр. 122); 8 – Гарлява (обр. 135); 9 – Каунас (обр. 503); 10 – Илгай (обр. 164); 11 – обнажение р. Меркис, дер. Акмо (обр. 7–2)

Средний диаметр зерен в образцах подошвы нижнемеловых отложений, см: 1 - 0,2-0,4;2 - 0,1-0,2; 3 - 0,01-0,1; 4 - < 0,01; 5 - современная граница распространения меловых отложений; 6 - направление сноса материала

рина интервала плотности, более точно устанавливались границы между фракциями и не учитывались строго не ограниченные по шкале плотности пренебрежимо малые крайние фракции). Результаты этих измерений (табл. 26, 27) подтвердили установленный ранее общий характер изменений средней плотности ρ_{CD} и моды (Мо) распределения для кварца этого региона и общий контур бассейна (Кац, Каждан, 1967). Однако абсолютные значения этих характеристик несколько изменились в связи с исполь-

	Кварцы из нижнемеловых отложений Южной Прибалтики									Люберец.
і ілотность, г/см ³	46	7-2	121	219	76	31	88	503	164	кий квар- цевый пе- сок
2,6020-2,6065	1,91	-		-	-	' -	۱ +	_	-	l - .
2,6065-2,6110	2,18	-	-	-	-	-	-	-	. —	-
2,6110-2,6155	3,32	0,71	0,41	0,45	0,24	0,17	0,70	0,52	0,79	0,40
2,6155-2,6200	5,52	0,87	0,63	0,88	0,23	0,69	0,18	0,50	0,96	0,43
2,6200-2,6245	7,46	1,94	1,21	1,45	0,71	0,87	0,52	1,17	1,71	1,07
2,6245-2,6290	10,71	2,74	2,36	3,18	1,63	1,21	1,93	2,37	3,05	1,66
2,6290-2,6335	16,17	6,33	5,99	7,45	4,40	4,17	5,25	5,20	6,02	2,82
2,6335 - 2,6380	23,97	13,05	14,80	16,47	11,25	9,55	10,51	11,74	12,21	6,36
2,6380-2,6425	18,79	30,94	37,49	37,59	30,25	36,28	32,75	34,43	26,67	18,82
2,6425-2,6470	9,19	39,97	35,98	31,82	49,89	44,62	43,08	42_79	45.63	61,70
2,6470-2,6515	0,78	2,26	0,82	0,49	1,12	1,04	4,56	0,88	2,41	4,09
2,6515-2,6560	-	0,83	0,23	_	0,26	1,39	0.35	0,25	0,40	2 11
2,6560-2,6605	-	0,36	0,06	-	-	-	0,18	0,14	0,13	0,53

Таблица 26 Распределение по плотности зерен кварца, %

П р и м е ч а н и е. Определения выполнены методом деления.

Таблица 27

	Источник кварца, образец	Средняя плотность Р _{ср.} г/см ³	Мода распре- деления Мо, г/см ³
	Кварцы с периферии бассейна:		
	скв. Янтарное (46)	2,6319	2,6362
	скв. Нида (219)	2,6393	2,6415
	скв. Жалыгиряй (121)	2,6400	2,6422
	обнажение р. Меркис (7-2)	2,6401	2,6434
	Кварцы с промежуточной части бассейна:		
	скв. Переславское (31)	2,6412	2,6432
	скв. Поддубное (88)	2,6405	2,6427
	скв. Каунас (503)	2,6405	2,6432
	скв. Илгай (164)	2,6404	2,6439
	Кварцы из центральной части бассейна:		
	скв. Апрелевка (76)	2,6413	2,6438
	скв. Гафлява (135)*	2,6414	2,6449
•	скв. Калвария (122) *	2,6411	2,6434
	Люберецкий кварцевый песок	2,6437	2,6455
. -			

Статистические характеристики плотности каарца нижиемеловых отложений Южной Прибалтики

*За недостаточностью материала измерения выполнены методом подсчета (Кац, Каждан, 1967).

зованием более точного метода анализа. В таблицах приведены также данные для люберецкого кварцевого песка, который может рассматриваться как эталон многократно переотложенного и соответственно наиболее вызревшего природного кварцевого песка. Этот кварц исследовался таким же методом. Из таблиц следует.

1. Для кварцев песчаников периферии бассейна значения р_{ср} и Мо меньше, чем соответствующие величины для кварцев из центральной части бассейна.

2. Для кварцев песчаников промежуточной части бассейна значения ρ_{CP} и Мо практически не выходят за пределы соответствующих величин для кварцев с периферии и из центральной части бассейна.

3. В люберецком кварцевом песке по сравнению со всеми другими исследованными образцами наибольшая часть зерен имеет плотности, близкие к плотности оптически чистого кварца. Лишь на две-три тысячных отличаются значения $\rho_{\rm CP}$ и Мо для люберецкого песка от этой цифры.

4. Для кварцев из песчаников центральной части бассейна нижнемеловых отложений Южной Прибалтики ρ_{CP} на две-три тысячных, а Мо на одну-две тысячных меньше, чем соответствующие величины для люберецкого песка.

В первом приближении мы можем считать, что кварц песков центральной части бассейна нижнемеловых отложений Южной Прибалтики менее вызревший, чем люберецкий кварцевый песок, и что зрелые, многократно перемытые пески в других регионах должны обладать статистическими характеристиками плотности $\rho_{\rm CP}$, и Мо, близкими к численным значениям их для люберецкого кварцевого песка. Иными словами, эти статистические характеристики плотности в первом приближении можно рассматривать как компичественные параметры зрелости и чистоты сырья месторождений кварцевых песков.

Аналогичные выводы следуют и непосредственно из экспериментальных данных распределения зерен кварца по плотности (см. табл. 26). Частоты¹ в интервале 2,6425-

¹ Типоморфные особенности кварца кристаллических горных пород по плотности выявляются не только по статистическим характеристикам всей гистограммы распределения зерен по плотности, но и по отдельным частотам в ряде интервалов плотности (см. предыдущий раздел).

2,6470 г/см³, где сосредоточены оптически наиболее чистые зерна (с наименьшими нарушениями однородности минерала), для образцов с периферии бассейна находятся в пределах от 9 до 40%; в промежуточной части бассейна — в пределах от 43 до 46; в скважине из центральной части бассейна частота составляет 50, а для люберецкого песка — 59%. Отметим, что этот процесс противоположен общеизвестному процессу дифференциации минералов по плотности в седиментационном потоке: только за счет дифференциации в потоке плотность кварца к центру бассейна должна уменьшаться. Следовательно, в наблюдаемом увеличении плотности кварца к центру бассейна эффект дифференциации в потоке играет подчиненную роль.

Из приведенных экспериментальных данных для плотностных свойств песчаников нижнемеловых отложений Южной Прибалтики (см. табл. 26) была рассчитана также пинамика изменения статистических характеристик плотности кварца при разрушении в природных условиях аналогично тому, как это было рассчитано из результатов экспериментов по разрушению кварцевых песков в лабораторных условиях (см. фиг. 40, 41). На основе принятой модели определены изменения статистических характеристик плотности при переходе от значения плотности для кварца песчаников одного стратиграфического горизонта из четырех скважин (46, 219, 121, 7-2) на периферии исследованной части бассейна к значению плотности для кварца песчаника того же горизонта из скважины (76) в центральной части бассейна (см. фиг. 44, 45). Сопоставление кривых на фиг. 45, 40 и 41 показывает, что направление изменения плотностных свойств кварцевого песка при разрушении в природных условиях в процессе седиментации соответствует результатам лабораторного моделирования процесса разрушения кварцевого песка. Совершенно очевидно, что при таком сопоставлении можно говорить лишь о совпадении или несовпадении направления изменения плотностных свойств, полученных в лабораторных и природных условиях, а не численных значений отдельных параметров.

Остановимся кратко на других работах, в которых наряду с общепринятыми методами определения источников сноса успешно использовали также плотностные свойства кварца терригенных пород.

П.Н. Конев и Б.Я. Чалов (1972) для определения источника сноса обломочного кварца такатинской свиты Колво-Вишерского края наряду с другими свойствами определяли и плотностные свойства кварца в гравитационной градиентной трубке. Гистограммы распределения по плотности зерен кварца измерялись методом подсчета на приборе с кипящими жидкостями (см. главу II). Авторы установили, что усредненные значения плотности кварца, а также моды распределения увеличиваются с запада на восток. Учитывая, что по мере удаления от источника сноса происходит преимущественное разрушение трещиноватых и насыщенных газово-жидкими включениями зерен кварца низкой плотности, а также уменьшение при этом среднего размера зерен и улучшение их сортировки по гранулометрическим данным, авторы приходят к выводу, что область размыва в такатинское время находилась на западе Колво-Вишерского края.

При изучении типоморфизма аллотигенного кварца франских песчаников Урала Л.В. Анфимов и Е.В. Силантьев (1975) наряду с другими использовали и метод гравитационной градиентной трубки для исследования плотностных свойств кварца. Гистограммы распределения по плотности зерен кварца определялись методом подсчета на приборе с кипящими жидкостями. Авторы пришли к выводу, что "статистическое изучение плотности аллотигенных зерен кварца из граувакк и кварцевых песчаников франского яруса позволяет заключить следующее.

1. Гистограммы распределения плотности кварцевых зерен, а также их статистические характеристки являются вполне надежным коррелятивом, устанавливающим принадлежность франских песчаников к определенным петрографическим группам и типам.

2. Гистограммы распределения плотностей кварцевых зерен из кварцевых песчаников западного склона Урала отличаются от гистограмм распределения плотностей кварцевых зерен из граувакк восточного склона Урала, что указывает на существование для этих регионов различных областей питания" (Анфимов, Силантьев, 1975, с.7).

В работе Л.В. Анфимова (1973) были исследованы плотностные свойства 168 образцов кварца из разных типов пород рифея с целью выявления качественно новых дан-



Доля времени седиментации, t

Фиг. 45. Динамика изменения статистических характеристик плотности кварца из песчаников нижнемеловых отложений Южной Прибалтики в процессе седиментации при переходе из четырех пунктов на периферии бассейна в один пункт в его центральной части – скважине Апрелевка (76)

Пункты на периферии: Янтарное (46); Нида (219), Жальгиряй (121), обнажение р. Меркис (7-2); условные обозначения см. в подписи к фиг. 40

ных для суждения о составе пород питающей провинции, за счет размыва которых возникли песчаники главных базальных свит (айской, зигальгинский, зильмердакской) данной стратиграфической группы в Башкирском мегантиклинории. Гистограммы распределения зерен по плотности определялись методом подсчета (на 60-

70 зернах) в гравитационной градиентной трубке на кипящих жидкостях: ацетон и эти повый спирт. Сопоставление ряда статистических характеристик плотности кварца (среднего значения, моды распределения, коэффициентов асимметрии и эксцесса), выделенного из разных изученных типов пород рифея (песчаники, граниты, гранитогнейсы, жильный кварц, гальки песчаников и гранитов из конгломератов и др.), позводило установить, что песчаники галек зигальгинских конгломератов являются рифейскими из-за сходства плотностных свойств кварца из них и песчаников рифея, находящихся в коренном залегании; что в строении песчаников базальных свит рифейских пород Башкирского мегантиклинория принимает участие кварц докембрийских гранитов, гранито-гнейсов, кварцито-песчаников и молочный жильный кварц. Сравнение плотностных свойств обломочного кварца из песчаников, галек конгломератов и пород, находящихся в коренном залегании, позволяет выявить те из них, которые размывались во время образования конгломератов. Последующие исследования плотности кварцевых зерен из докембрийских пород Башкирского мегантиклинория на южном Урале позволили Л.В. Анфимову (1975) на существенно большем экспериментальном материале (232 образца) еще более детально подтвердить указанные выше основные выводы. Л.В. Анфимов отмечает, что предыдущими исследователями информация такого типа получалась при изучении петрографии как галек конгломератов, так и акцессорных минералов в кварцевых и аркозовых песчаниках и что наряпу с этой информацией метод исследования плотностикварца спомощью гравитационной градиентной трубки является важным дополнительным средством для корреляшии и получения генетической информации при изучении обломочных толш.

Интересные данные о методике определения положения областей сноса по результатам изучения обломочного кварца в песчаниках и алевролитах пашийской свиты Колво-Вишерского края приведены в работе П.Н. Конева, Б.Я. Чалова и Ю.В. Шурубора (1975). Ими исследовались плотностные свойства зерен кварца на градиентной трубке (47 образцов) и содержание оптически чистых (нетрещиноватых) и отдельно трешиноватых зерен кварца (в 20 из тех же образцов) по методике Г.Г. Леммлейна и В.С. Князева (1951). Результаты были обработаны на ЭВМ с целью выявления закономерностей изменения указанных параметров кварца на изученной площади. Авторы пришли к выводу, что на карте изолиний средней плотности ясно видна прохолящая с северо-запада на юго-восток зона пониженных плотностей кварцевых зерен, отвечающая цепочке поднятий, размывавшихся в пашийское время. Намечаются две группы поднятий, полностью отвечающих всей совокупности геологических данных и свидетельствующих "о высокой разрешающей способности карт изолиний средней плотности как средства определения положения областей сноса" (Конев и др., 1975, с. 131). Другие статистические характеристики плотности оказались малоинформативными. Карты изолиний содержаний оптически чистых и трещиноватых зерен кварца оказались неэффективными для определения положения областей сноса, но эффективными "для выявления положения тех котловин, в направлении которых сносится терригенный материал" (там же, с.131) и на которых фиксируется повышенное содержание оптически чистых и пониженное содержание трещиноватых зерен кварца. В соответствии с ранее опубликованными работами эти авторы также считают, что описанная методика палеогеографических реконструкций основана на том, что зерна кварца, содержащие различного рода включения, трещины или другие дефекты структуры, при переносе разрушаются более интенсивно, чем зерна оптически чистого кварца.

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ГЕТЕРОГЕННОСТИ КВАРЦА КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД В ПРОЦЕССЕ ЕГО ПРЕВРАЩЕНИЯ В КВАРЦ ОСАДОЧНОЙ ПОРОДЫ

В процессе разрушения и истирания в источниках сноса и при транспортировке кварца изменяется гранулометрический состав и улучшается окатанность зерен. В осадочных породах часто наряду с хорошо окатанными имеются и неокатанные зерна кварца, в основном появившиеся за счет новых поступлений обломочного материала. В многократно переотложенных существенно кварцевых породах наблюдается хорошая



Фиг. 46. Усредненные гистограммы распределения по плотности зерен кварца кристаллических горных пород и "зрелого" люберецкого песка

I – метаморфических пород; 2 – древних гранитоидов; 3 – молодых гранитоидов; 4 – из кварцевых жил; 5 – люберецкого песка

окатанность практически всех зерен кварца. Анализ кварца такого зрелого песка (люберецкий стекольный песок, карьер Волкуша) показал, что плотностные свойства кварца имеют характерные особенности. В частности, процент кварца, близкого по плотности к оптически чистым зернам, больше, чем в среднем в кварце кристаллических горных пород данного генезиса (фиг. 46, см. табл. 8, 26). Примерно аналогичная картина наблюдается и в кварце стекольного песка Новоселовского карьера (Харьковская область, д. Новая Водолага). Это соответствует установленному в лабо-

раторных условиях факту, что в процессе как механического, так и химического разрушения кварцевого песка количество кварца с плотностью, близкой плотности оптически чистых зерен, увеличивается. Поэтому закономерно, что такие плотностные свойства кварца зрелых, многократно переотложенных осадочных пород практически не зависят от свойств кварца источников сноса, которыми они питались.

Но не противоречит ли этот вывод общепринятому мнению, что физические, химические и минералогические свойства зерен кварца в осадочных породах такие же, какие были у кварца в источниках сноса? Что информация, получаемая при изучении зерен кварца осадочной породы, по существу идентична той, которую мы получили бы при изучении кварца (в объеме этих же зерен) в соответствующих источниках сноса (Леммлейн, Князев, 1951; Симанович, 1976). Ответ однозначный: нет, не противоречит.

Г.Г. Леммлейн и В.С. Князев подчеркивали, что "кварц своей прозрачностью и устойчивостью оказывает неоценимую услугу исследователю, консервируя включенные минералы в совершенно неизмененном виде" (Леммлейн, Князев, 1951, с. 101). Это справедливо в значительной мере и в отношении газово-жидких включений минералообраз ующей среды. Действительно, зерна кварца осадочных пород сохраняют свойства, которые имели соответствующие объемы кварца в источниках сноса. Однако в осадочную породу попадает не весь разрушающийся кварц источника сноса: часть этого кварца (в результате растворения или тонкого измельчения и последующего растворения при разрушении источника сноса, истирания зерен и их окатывания в процессе транспортировки в водном и воздушном потоках) не поступает в осадочную породу в качестве терригенного кварца. А разрушаемость зерен кварца различных типов существенно различна. Разрушаемость оптически чистых зерен и зерен кварца с плотностью, близкой им, может быть во много раз меньше, чем зерен кварца с плотностью, меньшей за счет газово-жидких включений (или большей за счет включений более тяжелых минералов). Поэтому концентрации разных типов зерен кварца в источнике сноса и в кварце, перешедшем из источника сноса в осадочную породу, неодинаковы. Хотя свойства каждого зерна кварца в осадочной породе соответствуют свойствам кварца в их объеме в источнике сноса, статистически свойства всех зерен кварца, поступивших в осадочную породу из данного источника сноса, не соответствуют свойствам кварца в этом источнике сноса. Но это лишь принципиальная постановка вопроса.

Количественные оценки этого явления следует проводить, по-видимому, для каждого параметра кварца в отдельности в зависимости от того, как изменяется разрушаемость кварца с изменением значения этого параметра. Сделаем оценки изменения концентрации зерен кварца разных типов при переходе из источника сноса в осадочную породу по некоторым параметрам, для которых имеются соответствующие данные. При этом сразу же подчеркнем ряд трудностей. Во-первых, мы говорим лишь о приближенных оценках, ибо точные расчеты этого явления пока невозможны: ни по одному из параметров кварца нет необходимых для этого данных. Во-вторых, в многократно переотложенных, зрелых кварцевых песках с окатанными зернами обсуждаемые различия кварца в источнике сноса и кварца в осадочной породе из того же источника сноса можно условно считать предельными, хотя при дальнейшем истирании и уменьшении размеров зерен эти различия могут увеличиваться: любой эрелый кварцевый песок может претерпевать дальнейшее вызревание. В-третьих, в осадочных породах, которые содержат зерна кварца существенно разной степени окатанности и попавшие в породу, по-видимому, в разное время из разных источников сноса и после различной степени разрушения, количественные оценки этого явления пока практически невозможны, ибо нет критериев, по которым можно было бы провести количественную градацию степени разрушения разных зерен кварца в осадочной породе. Но даже при совершенно идентичных условиях разрушения закономерности изменения гетерогенности кварца источников сноса разного генезиса, попадающего в данную осадочную породу, могут быть различными.

Вначале остановимся на терминологии. В первом приближении можно считать, что кварц каждого источника сноса характеризуется своей гистограммой распределения зерен по плотности, своим набором зерен разных типов по физическим, химическим и минералогическим свойствам и соответственно процентом зерен (или, вернее, процентом объема кварца) с определенными параметрами (Кац, Симанович, 1974). Объем кварца (в %) источника сноса, характеризующегося параметром *i*, будем называть нормой и обозначать *NI*. Мысленно выделим из осадочной породы тот кварц, который пришел лишь из данного источника сноса. Объем этого кварца с тем же параметром *i* равен произведению $a_i \cdot Ni$, где множитель $a_i -$ коэффициент изменения содержания кварца с параметром *i* из определенного источника сноса в рассматриваемой осадочной породе.

Если бы разные типы зерен кварца имели одинаковую разрушаемость, то их процентный состав в источнике сноса и в том кварце осадочной породы, который пришел только из этого источника сноса, были бы одинаковыми. Тогда каждый из коэффициентов a_i равнялся бы единице. Но, как уже указывалось выше, зерна кварца разных типов имеют неодинаковую разрушаемость. Поэтому в общем случае коэффициенты a_i могут быть не равны единице. Покажем это.

Для зерен кварца тех типов (или тех объемов кварца), которые в силу своей очень большой разрушаемости (например, с очень крупными включениями минералообразующей среды или других минералов) совсем не попадают в осадочную породу из данного источника сноса, $a_i = 0$.

Для зерен кварца тех типов, которые имеют наименьшую разрушаемость (оптически чистые и с плотностью, близкой им) и поэтому содержание которых в осадочной породе, естественно, всегда больше нормы, $a_i > 1$.

Для зерен кварца тех типов, которые разрушаются существенно быстрее, чем оптически чистые, и с плотностью близкой к ним (с большими содержаниями включений минералообразующей среды и других минералов, мозаичные, трещиноватые и т.п.) и поэтому процент которых в осадочной породе, как правило, меньше нормы, $a_i < 1$.

Совершенно естественно, что для зерен с промежуточной разрушаемостью, процентный состав которых в осадочной породе будет равен норме, $a_i = 1$.

Каждое зерно кварца может быть характеризовано различными параметрами: плотностью, магнитной восприимчивостью, диэлектрической проницаемостью, общим содержанием включений (газово-жидких) минералообразующей среды и их размерами, общим содержанием включений (твердых) других минералов и их размерами, трещиноватостью, блочностью, мозаичностью, наличием двойников, рядом других структурных дефектов и т.п. (Леммлейн, Князев, 1951; Кац, Симанович, 1974; и др.). Повидимому, есть и такие параметры кварца, от изменения которых разрушаемость кварца практически не зависит (например, малые концентрации центров окрашивания, рассеянные в структуре кварца примеси и т.п.). Естественно, разрушаемость зерен кварца с такими параметрами и содержание в осадочной породе (будет ли их больше или меньше нормы) определяется не этими, а другими, более эффективными в этом отношении параметрами, которые одновременно характеризуют данные зерна кварца (например, плотность или соответственно общее содержание включений минералообразующей среды или других минералов).

Общий вывод состоит в следующем. Полагая для простоты, что каждое зерно характеризуется только одним параметром, получим по определению

$$\Sigma N_i = 1$$
,

$$\Sigma a_i \cdot Ni = 1.$$

Поскольку зерна кварца разных типов могут иметь существенно различную разрушаемость, то содержание зерен в осадочной породе может быть отличным от нормы, а соответствующие коэффициенты согласно этим уравнениям в общем случае могут быть отличными от единицы: $a_i \neq 1$. Этот вывод останется справедливым также и в том случае, когда зерна только одного типа с заданными значениями параметра *i* будут иметь другую разрушаемость, чем разрушаемость зерен всех остальных типов с другими значениями параметра *i*, которые имеют идентичные разрушаемости. Если же каждое зерно кварца характеризуется не одним, а несколькими параметрами, то этот принципиальный вывод останется справедливым в отношении каждого из параметров. Установлено, что зерна кварца мономинеральных образцов кристаллических и осадочных пород практически любого генезиса различаются по плотности (и соответственно по содержанию газово-жидких и твердых включений) и что разрушаемость зерен меняется с изменением их плотности. Поэтому содержание в осадочной породе зерен кварца по любому параметру, который коррелирует с плотностью зерен, может быть отличным от нормы.

Возможно, есть и такие параметры кварца (например, содержание центров окрашивания), от которых не зависит разрушаемость зерен. В этом случае содержание в осадочной породе зерен кварца разных типов по этим параметрам будет соответствовать норме. По-видимому, случаи такого типа — исключение, а не правило. Вопрос о том, можно ли пренебречь содержанием, отличным от нормы для зерен кварца данных типов в осадочной породе из рассматриваемого источника сноса при решении той или иной задачи, определяется абсолютными значениями коэффициента a_i . Эти коэффициенты показывают, какая доля зерен кварца с данным параметром из данного источника сноса оказалась в исследуемой осадочной породе. А разность $(a_i - 1)$ показывает, какая доля кварца по той или иной причине не находится (или находится в избытке) в осадочной породе в качестве терригенного.

Как уже подчеркивалось, рассчитать численные значения коэффициентов *a*, трудно. Приближенную оценку этих коэффициентов можно получить на основе: 1) экспериментальных данных о различии разрушаемости зерен кварца разных типов; 2) результатов исследований процесса разрушения кварца в природных условиях; 3) изменения физических, химических и минералогических свойств зерен кварца при их окатывании в природных и лабораторных условиях.

В дальнейшем мы остановимся только на первых оценках, так как для остальных еще нет необходимых данных.

Из результатов экспериментов с простейшими актами разрушения кварцевого песка (см. табл. 18, 19) следует, что разные плотностные фракции кварцевого песка имеют различную разрушаемость. Данные табл. 20 и 21 позволяют оценивать количественно эти различия при идентичных условиях разрушения. В первом приближении будем считать, что данные, приводимые в таблицах, справедливы для природного кварца любого генезиса. Кварцевые пески, характеризуемые различными гистограммами распределения зерен по плотности, должны разрушаться по-разному. Используя усред-

Таблица 28

		Me	каническо	е р а зрушен	ие	Хим	ическое ра	зрушение	e
Группа І	Плотность, г/см ³	Мета- морфи- ческие	Древ- ние гра- нитоиды	Моло- дые гра- нитоиды	Жиль- ный кварц	Мета- морфи- ческая	Древ- ние гра- нитоиды	Моло- дые гра- нитоиды	Жиль- ный кварц
-			0.01	0.02		< 0.20	< 0.01	·	0.75
1	2,625-2,630	0,90	0,91	0,93	0,90	\U ,39	< 0,51 0.51	\ 0,71	0,75
	2,630-2,635	0,92	0,94	0,96	0,98	0,39	0,51	0,71	0,92
	2,635–2,640	0,94	0,95	0,97	0,99	0,87	0,91	0,97	1,04
	2,640-2,645	0,98	0,98	0,99	1,02	0,91	0,94	0,99	1,05
	2,645-2,650	1,02	1,02	1,03	1,05	1,06	1,07	1,08	1,09
II	<2,6200		(),88				0,61	
	2,6200-2,6245		(.95				0,62	
	2.6245-2.6290		(.95				0.63	
	2.6290-2.6335		Ċ).97				0.65	
	2.6335-2.6380		ĺ).97				0.72	
	2.6380-2.6425		1	1.04				1.02	
	2.6425-2.6470		1	1.10				1.60	
	2 6470-2 6515		ć	84				0.69	
	>2,6515		(0,87				0,67	

Значения коэффициентов изменения a_i содержания кварца в определенном интервале плотности в процессе превращения кварца источника сноса в кварц осадочной породы (рассчитаны для случая разрушения кварца на 10%)

Примечание: I, II – группы экспериментов; из данных, полученных при разрушении: I – размерно-плотностных фракций кварца (см. табл. 8, 20,21); II – природного кварцевого песка (см. табл. 22, 23).

ненные распределения по плотности зерен кварца, извлеченных из пород разного генезиса (см. табл. 8), и данные о разрушаемости разных плотностных фракций (см. табл. 20 и 21), можно оценить значения коэффициента q_i . Эти оценки сделаны в предположении, что кварц из пород разного генезиса разрушался на 10% (табл. 28). Из данных таблицы следует ряд выводов: 1) частоты для зерен кварца вблизи плотности оптически чистых зерен (2,645–2,650 г/см³) всегда увеличиваются (на величины до девяти процентов), но по-разному для кварца из пород разного генезиса; 2) частоты в области плотности меньше 2,645 г/см³ для кварца метаморфических пород, древних и молодых гранитоидов всегда уменьшаются, а частота для жильного кварца уменьшается лишь в области плотности меньше 2,640 (или 2,635) на величины от *n* до 10*n*%; 3) закономерности изменения частот распределения по плотности при разрушении кварца зависят как от генезиса, так и от типа разрушения кварца: при химическом разрушении гетерогенность кварца меняется существенно сильнее, чем при механическом.

Аналогичные результаты оценок коэффициентов получаются (см. табл. 28) и из другой серии экспериментов при разрушении природного кварцевого песка меловых отложений района Актюбинска. Данные частот распределения усреднялись для всех четырех экспериментов по химическому разрушению (разрушалось около 25% исходного образца) и для двух экспериментов по механическому разрушению (разрушалось около 45% исходного образца). Поэтому изменение частоты в каждом интервале плотности уменьшалось соответственно в 2,5 и в 4,5 раза для получения в первом приближении оценок коэффициентов *a*, при 10%-ном разрушении.

Мы отдаем себе отчет в том, что числа, приведенные в табл. 28, липь приближенные. Использованные нами методы разрушения более жесткие, чем методы разрушения в природных условиях. Однако порядок величины указанных чисел, по-видимому, правилен. Мы их оценивали для случая, когда 10% кварца источника сноса за счет разрушения, истирания и растворения не доходит в качестве терригенного до осадочных пород. Точных данных на этот счет в литературе нет; для различных регионов и особенно для осадочных пород разной степени зрелости, претерпевших различные циклы переотложения, они могут сильно варьировать. Но для окатанных зерен принятая оценка, по-видимому, занижена. Простой расчет показывает, что если окатанное зерно кварца в виде шарика получилось из исходного зерна в виде кубика, то при этом за счет истирания и растворения теряется 50% или более от объема кварца.

Для перехода от оценок к расчету приводимых в табл. 28 величин необходимо провести дополнительно как эксперименты в лабораторных условиях, так и наблюдения за соответствующими процессами в природных условиях.

ГЕТЕРОГЕННОСТЬ ГЛОБУЛЯРНОГО ГЛАУКОНИТА В ЗАВИСИМОСТИ ОТ УСЛОВИЙ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ И ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННОГО ИЗМЕНЕНИЯ

Изучению глауконита ранее было посвящено много работ (Hendricks, Ross, 1941; Smulikowski, 1954; Burst, 1958; Горбунова, 1961; Hower, 1961; Милло, 1969; Foster, 1969; Николаева и др., 1969; Николаева и др., 1971, 1975; и др.). Исследования проводились в основном на мономинеральных образцах. В образцах глауконита, выделяемого из данной породы на магнитных сепараторах, неоднократно наблюдалась неоднородность глобуль по цвету и магнитной восприимчивости - от темно-зеленых, более магнитных до светло-зеленых, менее магнитных (Кац и др., 1962), а также по состоянию поверхности, трещиноватости зерен, по рентгеновским и химическим данным (Николаева и др., 1971). Более того, в ряде случаев высказывались предположения о различном генезисе глобуль глауконита, выделенного из данной породы. Именно из этих соображений подчеркивалось, что K – Ar возраст глауконита следует определить не по мономчнеральному образцу, выделенному из данной породы, а по тем типам зерен из него, которые претерпели наименьшие вторичные изменения (Кац, 1967, 1968; Katz, 1967, 1970). В работах (Николаева и др., 1971, 1975) подчеркивается, что для изучения эволюции химического состава минералов группы глауконита в истории Земли и для определения абсолютного возраста глауконита необходимо использовать первичные, неизмененные глобули.

Но детального анализа гетерогенности образцов глауконита, выделенных из пород разного генезиса и имеющих разный возраст, до сих пор не проводили. Вопросы происхождения этого минерала и его эволюции в постседиментационный период во многом оставались неясными и требовали уточнения. Исходя как из литературных данных о неоднородности глобуль глауконита, так и особенно из наших предварительных анализов их гетерогенности в ряде пород (Кац, 1972) стало ясно, что вместо дальнейших исследований мономинеральных образцов глауконита общепринятыми методами более перспективно детально изучать их кристаллохимическую гетерогенность микроскопическими, химическими, структурными и другими методами, анализируя при этом не мономинеральные образцы, выделенные из пород, а зерна разных типов, выделенные из мономинеральных образцов. Более того, стало ясно также, что и анализ литературных данных о химическом составе мономинеральных образцов глауконита (по существу, гетерогенных смесей) также следует проводить дифференцированно по каким-то характерным свойствам. Этим путем получена новая информация о седиментационных условиях формирования глауконита и химической эволюции его в эпигенезе (глубинном диагенезе). Результаты изучения кристаллохимической гетерогенности мономинеральных образцов глауконита позволили более рационально провести анализ взаимосвязей между химическим составом и геологическим возрастом глауконита с учетом и литературных данных (Shutov e.a., 1972; Шутов и др., 1975).

В качестве объекта исследования был выбран только один из типичных морфогенетических типов глауконита — его глобулярные выделения в песчаных и алевритовых породах разного геологического возраста, развитые преимущественно среди платформенных и в меньшей степени миогеосинклинальных областей.

Методика исследования. Новый подход к изучению глауконита был основан на выделении из мономинеральных образцов разных типов глобуль методом ступенчатого изменения плотности жидкости. Из породы дроблением, разделением на ситах и ленточном магнитном сепараторе (часто также на сепараторе Окунева) выделялся достаточно чистый концентрат глауконита. Далее на изодинамическом магнитном сепараторе СИМ-1, варьируя условия работы (сила тока, продольный и боковой наклоны лотка, амплитуда вибрации, скорость подачи материала), из каждого концентрата выделяли различные магнитные фракции: 1) зерна не глауконита (или глауконит в примазках и сростках с другими минералами или обломками породы), которые оказывались, как правило, во фракциях с наибольшими и (или) наименьшими значениями магнитной восприимчивости; 2) смесь глобуль глауконита с другими минералами или обломками породы; 3) чистые глобули глауконита. Микроскопическим анализом магнитных фракций устанавливалось, какие из них перспективно делить на плотностные фракции. При этом из любой (даже самой чистой) магнитной фракции, как правило, получали одну или несколько самых легких и (или) самых тяжелых фракций, в которых либо не было глауконита, либо были смеси (другие минералы, сростки с ними глауконита, отдельные зерна глауконита). Содержание этих фракций оказывалось таким, что с точки зрения получения информации о глауконите их нецелесообразно было далее анализировать. В зависимости от задачи исследования, количества полученного материала во фракциях, их плотностных свойств и других данных экспериментов из срединных плотностных фракций отбирались фракции, содержащие чистые глобули, пригодные для дальнейшего исследования, в частности для полного силикатного анализа, определения свободного кремнезема, проведения рентгеноструктурного анализа, а также определения К – Аг возраста. Таким комплексным методом изучены глаукониты более чем из 50 пород разного генезиса, причем часто проводились не все, а лишь отдельные анализы в зависимости от условий экспериментов. Принятая методика анализа позволяла во всех случаях определять плотностные свойства глауконита, а для многих плотностных фракций ряда образцов также и структурные формулы, политипную модификацию, степень структурной упорядоченности, наличие смешанослойных структур и т.п.

Гистограмма распределения по плотности глобуль глауконита из данной породы часто имеет сравнительно резкий максимум. При анализе гетерогенности минерала необходимо выделять из образца до десяти или более плотностных фракций, причем часто наиболее интересные из них оказываются на крыльях гистограммы, где сосредоточен небольшой процент образца. Поэтому для проведения ранее указанных анализов необходимо выделять плотностные фракции из сравнительно большого количества подготовленного концентрата глауконита — порядка десятка или десятков граммов.

Экспериментальные данные. Результаты анализа образцов глауконита в глобулях из пород разного возраста показали: плотность глобуль может варьировать в очень широких пределах от ~ 2,2 до ~ 3,0 г/см³, что существенно превышает интервалы плотности, приводимые для глауконита рядом авторов (Трегер, 1958; Дир и др., 1966). Это обусловлено тем, что до сих пор определяли лишь средние плотности мономинеральных образцов, по значениям которых в основном и составлены литературные сводки. Между тем во всех исследованных образцах установлено: плотностные свойства глобуль глауконита из данной породы характеризуются гистограммой распределения и вариации его плотности в зависимости от генезиса могут быть существенно различными – от ~ 0,06 до ~ 0,4 г/см³ и даже более.

На фиг. 47 приведены наиболее характерные гистограммы для глауконита разного возраста.

Особенность современных глауконитов состоит в том, что плотность глобуль может лежать в широкой области от $\sim 2,2$ до $\sim 2,8$ г/см³. По мере увеличения плотности глобуль наблюдается направленное структурное изменение от монтмориллонита через серию смешанослойных структур до глауконита, практически не содержащего разбухающих слоев (см. фиг. 47, 1, 2). Обр. 242 из Атакомского желоба с глицериновым комплексом образует 14 Å ные слои, что связано с предельным насыщением монтмориллонитовых прослоев катионами калия. После прокаливания слои сжимаются до 10 Å. Основным фактором, определяющим наличие в современных глауконитах глобуль разной плотности, является число разбухающих межслоевых промежутков (см. фиг. 47, структурные формулы фракций обр. 242). Для третичных и меловых глауконитов наблюдается более узкий интервал – от $\sim 2,5$ до $\sim 2,9$ г/см³, суженный главным образом за счет отсутствующих самых легких фракций. Связано это с исчезновением монтмориллонита (например, в обр. ЮП-1 он присутствует только в виде реликтов) и существенным уменьшением числа разбухающих слоев в смешанослойных структурах. Однако широкий набор фациальных обстановок с концентрированным или рассеянным процессом образования глауконитовых глобуль обусловливает относительно узкие (например, для обр. 1701 $\sim 2,75-$ 2,9 г/см³) или сравнительно широкие (например, для образца ЮП-1 $\sim 2,5-2,8$ г/см³) интервалы изменения их плотности. Для этой группы образцов гетерогенность обусловлена как наличием разного числа разбухающих слоев, так и различным катионным составом глауконита. Например, в обр. ЮП-1 с ростом плотности глобуль уменьшается число разбухающих слоев, а содержание K, Fe³⁺ и Al_{IV} увеличивается.

Для глауконитов раннемезозойских и палеозойских горизонтов характерен еще более узкий плотностной спектр, расположенный в пределах ~ 2,75–2,90 г/см³, обусловленный исключительно концентрированным процессом глауконитообразования исследованных образцов. Различные плотностные фракции глауконита имеют практически один и тот же химический состав, не содержат разбухающих слоев, отличаются высоким совершенством структуры (модификация 1М, см. фиг. 47, 6 и 7).

В группе глауконита докембрийского или вендского комплексов разброс глобуль по плотности, по-первых, больше, чем в предыдущей группе глауконитов, и, во-вторых, смещен в область меньшей плотности (от ~ 2,50 до ~ 2,75 г/см³). В наиболее легких фракциях глобуль глауконита с платформы (см. фиг. 47, 8) наблюдается низкое содержание K_2 О и сравнительно большое число разбухающих при насыщении глицерином 14 Å -ных слоев. Глобули глауконита миогеосинклинальной зоны (см. фиг. 47, 9) более однородны, разбухающие слои наблюдаются лишь в самых легких фракциях. В октаэдрах структуры обоих образцов отмечается повышенное по сравнению со всеми ранее рассмотренными более молодыми глауконитами содержание катиона Al^{3+} и составляет соответственно 0,77 и 1,25. Для наиболее древних рифейских (синийских) глауконитов вновь характерны узкие гистограммы распределения зерен по плотности, но уже в области меньшей плотности – 2,65–2,75 г/см³, высокое содержание K_2 О (до 9%) и Al_2O_3 (до 20%), практическое отсутствие смешанослойных фаз, очень высокое совершенство структуры.Из приведенных для обр. 9 (см. фиг. 47) данных видно, что с увеличением плотности фракций растет содержание К и Al_{IV} .

Таким образом, полученные данные убедительно свидетельствуют о наличии гетерогенности в пределах одного мономинерального образца, которая максимальна для современных глауконитов. Обнаружена отчетливая тенденция к уменьшению гетерогенности глауконита с увеличением геологического возраста. Характерно также еще высокое содержание катионов Fe³⁺ в октаэдрах структуры в третичных и меловых глауконитах, которое с дальнейшим увеличением возраста уменьшается. Наоборот, увеличение геологического возраста приводит к росту Al₁V⁴. При прочих равных условиях наибольшей окристаллизованностью обладают фракции с максимальным содержанием K₂ O.

Анализ литературных данных о химическом составе глауконита. Выявленные закономерности показывают, что при анализе взаимосвязей состава, условий образования и геологического возраста нельзя игнорировать гетерогенность глауконитов и проводить их сравнительное изучение без предварительного разделения на соответствующие группы. Поэтому опубликованные в литературе химические анализы глауконитов были подразделены на четыре группы в зависимости от содержания К₂ О. При этом использовано около 230 химических анализов только глобулярного глауконита, выделенного из песчаных и алевритовых пород (Smulikowski, 1954; Burst, 1958; Баранова, 1961; Горбунова, 1961; Феноцина, 1961; Лангер-Кузньярова и др., 1963; Bentor, Kasper, 1965; Насидзе, 1966; Doullet, Odin, 1968; Лазаренко, Сребродольский, 1969; Николаева, 1971; Николаева и др., 1971; Шутов и др., 1975).

На фиг.48 показано распределение фигуративных точек в системе координат $Al_{\Sigma} - Fe^{3+} - \Sigma R^{2+}$. В I группе образцов ($K_2O > 8\%$) хорошо обособляются поля, занимаемые современными и третичными, меловыми, палеозойскими и докембрийски-



Фиг. .47. Характерные гистограммы глауконитов разного возраста

Четвертичные отложения: l – Тихий океан, Калифорнийский желоб, обр. 4214; 2– Тихий океан, Атакамский желоб, обр. 242, кристаллохимические формулы фракций: $X - K_{0,51} Na_{0,19} (Si_{3,72} Al_{0,28})_{4,00} (Al_{0,26} Fe_{1,27}^{3+} Fe_{0,9}^{2+} Mg_{0,40})_{2,02} O_{10} (OH)_2;$

$$XIII - K_{0,55} Na_{0,24} (Si_{3,72} Al_{0,28})_{4,00} (Al_{0,32} Fe_{1,18}^{3+} Fe_{0,13}^{4+} Mg_{0,36})_{1,99} O_{10} (OH)_{2};$$

$$XVI - K Na (Si Al) (Al Fe^{3+} Fe^{2+} Mg) O_{10} (OH) :$$

 $xvi = x_{0,50}va_{0,27}(31_{3,75}x_{0,25})4,00(x_{0,47}ve_{1,04}ve_{0,12}me_{0,34})1,97(310(01)2)$ верхний неоген: 3 – Русская платформа, обр. 17/71;

н. и ж н и й мел: 4 – Прибалтийский район, обр. ЮП-1, кристаллохимические формулы фракций: VIII – K Na Ca (Si Al) (Al Fe³⁺ Fe²⁺ Mg) O (OH)

$$\begin{aligned} & \text{III} = \mathbf{K}_{0,65} \text{Na}_{0,01} \text{Ca}_{0,03} (\text{Si}_{3,75} \text{Al}_{0,25})_{4,00} (\text{Al}_{0,47} \text{Fe}_{1,05} \text{Fe}_{0,16} \text{Mg}_{0,33})_{2,01} \text{O}_{10} (\text{OH})_{2}; \\ & \text{IX} = \mathbf{K}_{0,65} \text{Na}_{0,01} \text{Ca}_{0,03} (\text{Si}_{3,74} \text{Al}_{0,26})_{4,00} (\text{Al}_{0,46} \text{Fe}_{1,06}^{3+} \text{Fe}_{0,18}^{2+} \text{Mg}_{0,31})_{2,01} \text{O}_{10} (\text{OH})_{2}; \\ & \text{X} = \mathbf{K}_{0,67} \text{Na}_{0,01} \text{Ca}_{0,03} (\text{Si}_{3,72} \text{Al}_{0,28})_{4,00} (\text{Al}_{0,42} \text{Fe}_{1,10}^{3+} \text{Fe}_{0,17}^{2+} \text{Mg}_{0,32})_{2,01} \text{O}_{10} (\text{OH})_{2}; \\ & \text{XI}^{*} = \mathbf{K}_{0,66} \text{Na}_{0,0} \text{Ca}_{0,03} (\text{Si}_{3,67} \text{Al}_{0,33})_{4,00} (\text{Al}_{0,37} \text{Fe}_{1,18}^{3+} \text{Fe}_{0,16}^{2+} \text{Mg}_{0,32})_{2,03} \text{O}_{10} (\text{OH})_{2}; \\ & \text{S} = \text{Kabka3, obp. 17016;} \\ & \text{Bep x H R R} \text{ ю p a; } 6 = \text{facceйh p. Лабы, ofp. 100, кристаллохимическая формула фракции:} \end{aligned}$$

$$K_{0,78}Na_{0,02}Ca_{0,02}(Si_{3,0}Al_{0,40})_{4,00}(Al_{0,59}Fe_{0,84}^{3+}Fe_{0,23}^{2+}Mg_{0,40})_{2,06}O_{10}(OH)_{2};$$

ордовик: 7 — Прибалтийский район, обр. 68/69, кристаллохимическая формула фракции пиковой

$$K_{0,80}Na_{0,01}(Si_{3,76}Al_{0,24})_{4,00}(Al_{0,55}Fe_{0,89}^{3+}Fe_{0,18}^{2+}Mg_{0,39})_{2,01}O_{10}(OH)_{2};$$

венд: 8 – Пачелмский прогиб, обр. 1389–1396, кристаллохимическая формула фракции пиковой:

$$K_{0,62} (Si_{3,71}Al_{0,29})_{4,00} (Al_{0,77}Fe_{0,74}^{3+}Fe_{0,15}^{2+}Mg_{0,41})_{2,07}O_{10} (OH)_{2};$$

9 - Урал, обр. 3426, кристаллохимическая формула фракции:

$$V - K_{0,63} Na_{0,03} (Si_{3,58} Al_{0,42})_{4,00} (Al_{1,25} Fe_{0,39}^{3+} Fe_{0,11}^{2+} Mg_{0,28})_{2,03} O_{10} (OH)_{2};$$

рифей: 10 – Урал, обр. 9, кристаллохимические формулы фракций:

$$9/3 - K_{0,71} (Si_{3,65}AI_{0,35})_{4,00} (AI_{1,24}Fe_{0,44}^{3+}Fe_{0,02}^{2+}Mg_{0,27})_{1,97}O_{10} (OH)_{2};$$

$$\begin{array}{l} 9/4 - K_{0,74} \left(\mathrm{Si}_{3,59} \mathrm{Al}_{0,41} \right)_{4,00} \left(\mathrm{Al}_{1,26} \mathrm{Fe}_{0,37}^{3+} \mathrm{Fe}_{0,12}^{2+} \mathrm{Mg}_{0,27} \right)_{2,02} \mathrm{O}_{10} \left(\mathrm{OH} \right)_{2}; \\ 9/5 - K_{0,83} \left(\mathrm{Si}_{3,55} \mathrm{Al}_{0,45} \right)_{4,00} \left(\mathrm{Al}_{1,25} \mathrm{Fe}_{0,36}^{3+} \mathrm{Fe}_{0,14}^{2+} \mathrm{Mg}_{0,25} \right)_{2,00} \mathrm{O}_{10} \left(\mathrm{OH} \right)_{2}; \end{array}$$

11 - Оленекское поднятие, обр. 501а, кристаллохимическая формула фракции:

$$VII - K_{0,73}Na_{0,03} (Si_{3,61}Al_{0,39})_{4,00} (Al_{1,19}Fe_{0,30}^{3+}Fe_{0,21}^{2+}Mg_{0,35})_{2,05}O_{10} (OH)_{2};$$

α – содержание К₂О; б – природный глауконит; в – глауконит, насыщенный глицерином.
 Римские цифры на гистограммах – номера фракций



Фиг. 48. Распределение фигуративных точек, отражающих состав глауконитов при разных содержаниях K_2O в системе координат: $Al_{\Sigma} - Fe^{\frac{3+}{OKT}} - \Sigma R^{\frac{2+}{OKT}}$

возраст глауконитов: 1 – четвертичный; 2 – третичный; 3 – меловой и юрскотриасовый; 4 – ордовикский и кембрийский; 5 – вендский, рифейский, протерозойский Примечание: фиг. 48 и 49 построены по литературным данным

ми глауконитами. По мере увеличения возраста наблюдается последовательное смещение полей в сторону увеличения Al₅.

Во II и III группах, представленных наибольшим числом образцов, на блюдается та же тенденция, хотя полного обособления полей и не происходит в связи с большими вариациями состава глауконитов определенного возраста в сторону как увеличения, так и уменьшения содержания Fe³⁺.

В IV группе образцов (К₂0 < 6%) содержатся глаукониты преимущественно молодого возраста, включая Сг. Для нее характерно полное перекрывание полей глау-



Фиг. 49. Зависимость Fe^{окт} от Al^{oKT} для глауконитов разного возраста, различающихся по содержанию K₂O

Условные обозначения см. в подписи рис. 48

конитов разного возраста. Основное отличие данной группы от предыдущих в том, что она содержит наибольшее число обогащенных алюминием глауконитов молодого возраста.

Зависимость Fe³⁺_{IV} от Al³⁺_{VI} для четырех групп глауконитов, разделенных по содержанию K_2^{0} , показана на фиг. 49. В каждой группе образцы разделены на соответствующие подгруппы, отличающиеся содержанием Al³⁺_{VI}.

Эта зависимость характеризуется следующими особенностями.

1. В пределах каждой подгруппы для всех групп по мере увеличения геологического возраста растет замещение Fe³⁺_{VI} на Al³⁺_{VI}.

2. В пределах каждой группы можно наметить зоны с определенным интервалом содержания Al_{VI}, в которых концентрируется наибольшее число образцов. При переходе от I группы к IV среднее значение содержания Al_{VI} каждой зоны последовательно увеличивается. В пределах ограниченной пунктиром вертикальной зоны каждой группы удревнение глауконита сопровождается увеличением Al_{IV}.

3. При переходе от I группы к IV наблюдается последовательное уменьшение нижнего предела, до которого возможно замещение Si на Al в каждой группе. В I группе минимальное значение Al_{IV} равно 0,2–0,3; во II –0,1–0,2; в III –0–0,2; в IV– 0–0,1.

* * *

Перейдем к обсуждению общей схемы формирования и постседиментационного изменения глобулярного глауконита. Как однозначно показывают экспериментальные результаты изучения современных и меловых глауконитов, исходным материалом их формирования является монтмориллонит. Установлено, что характер исходного монтмориллонита зависит от типа ассоциирующего терригенного материала и может варьировать от Fe-монтмориллонита (нонтронита) (обр. 242) и Fe-Al-монтмориллонита (обр. 4214) до преимущественно Al-монтмориллонита (обр. ЮП-1). Первый связан с обилием обломков фемических минералов и основных эффузивов, последний ассоциирует с чистым кварцевым обломочным материалом. Существует определенное наследование глауконитом особенностей исходного монтмориллонита. Наиболее гетерогенные – молодые глаукониты IV группы (см. фиг. 48, 49) представлены преймущественно как железистыми, так и алюминиевыми разновидностями. Низкое замещение Si на Al в тетраэдрах большинства современных глауконитов IV группы при широких вариациях состава октаэдров также отчетливо подчеркивает родство глауконита и монтмориллонитов разных исходных составов.

Образование глауконита преимущественно по монтмориллониту представляется логичным, так как последний возникает на самых ранних стадиях формирования морского песчанистого ила при наличии минимальных концентраций необходимых элементов, прежде всего Si и Al. В условиях низких концентраций К монтмориллонит является хорошим его аккумулятором. Непосредственное же формирование глауконита требует концентрированных растворов К, которые отсутствуют в нормальных морских обстановках.

Преобразование нонтронита в глауконит через серию смещанослойных структур протекает относительно легко, так как размеры октаэдрической сетки таковы, что катион К, фиксирующийся в межслоевых промежутках нонтронита, практически не влияет на а и b параметры ячейки минерала. Однако в природе глауконит может образовываться, по-видимому, и непосредственно из исходного Al-монтмориллонита. Пока неясно, происходит ли в этом случае предварительная нонтронитизация исходного монтмориллонита с последующим его преобразованием в глауконит, либо, наоборот, вхождение К обусловливает замещение Alvi на Ferv в октаэдрах. В этом последнем случае вхождение и закрепление К в АІ-монтмориллоните происходят преимущественно через слой (Shutov e.a., 1969). Такое формирование смешанослойных структур, возможно, вызывает напряженное состояние отдельных слоев, поскольку тетраэдрические сетки, примыкающие к калийсодержащему межслоевому промежутку, должны быть более растянуты по сравнению с тетраэдрическими сетками тех же слоев, примыкающими к гидратированным межслоевым промежуткам. Напряженное состояние отдельных слоев может быть снято за счет замещения Alvi на Fevi и соответствующего увеличения размеров октаэдрических сеток и слоев в целом.

Процесс вхождения, накопления и закрепления катионов К, параллельное увеличение в октаздрах содержания катионов Fe_{VI}^{3+} и уменьшение содержания катионов Al_{IV} и составляют сущность типичного седиментационно-диагенетического процесса глауконитизации.

Вытесненные из октаэдров катионы Al, по-видимому, вновь участвуют в формировании монтмориллонита на поверхности глобули, которые вновь заполняются K и Fe с вытеснением Al_{VI} и последующим образованием новой монтмориллонитовой оболочки глобули, и т.д. Кинематика подобного механизма образования глобуль описана X. Зумпе (Zumpe, 1971). В его работе отчетливо показано обеднение Fe и K и обогащение Si поверхностных слоев глобули.

Обсуждаемая схема процесса глауконитообразования подтверждается литературными данными по химическому составу глауконитов. Для глауконитов современного этапа, характеризующегося в общем высоким стоянием континентов и подачей в бассейн полимиктового фемического материала, исходной стадией формирования являлись Fe- или Fe-Al-монтмориллониты. В третичную эпоху, которой свойственны в общем более пенепленизированное состояние континента и поступление в бассейн выветрелого и (или) кислого пирокластического материала, в качестве исходного материала был, очевидно, монтмориллонит преимущественно алюминиевого состава. В соответствии с этим на фиг. 48 для группы IV обособляются два поля, "тяготеющих" в сторону железистости в случае современных глауконитов и в сторону увеличения алюминия в случае третичных глауконитов.

Стадия глауконитообразования может протекать с разной скоростью в зависимости от различных фациальных условий, концентрации и подачи исходного строительного материала. На этой стадии нет прямой корреляции между геологическим возрастом и завершенностью процесса глауконитизации. Например, миоценовый глауконит (см. фиг. 47, обр. 17/71) сформировался быстро и полно, тогда как меловой (см. фиг. 47, обр. ЮП-1) и даже более древний – вендский глауконит (см. фиг. 47, обр. 1389–1396) запечатлели последовательные стадии незаконченного процесса глауконитизации, в них присутствуют реликты исходной монтмориллонитовой фазы.

Последующие стадии постседиментационного преобразования глауконита заключаются, с одной стороны, в его созревании, т.е. в увеличении содержания Al_{IV} по мере удревнения глауконита (см. фиг. 49, вертикальные колонки, ограниченные пунктирными линиями, снизу вверх). С другой стороны, по мере увеличения геологического возраста происходит иллитизация глауконита, связанная с его перекристаллизацией, в процессе которой из стуктуры выносятся катионы Fe³⁺ и октаздрические позиции заполняются катионами Al. Этот процесс широко распространен при эпигенетическом изменении слоистых силикатов.

Не исключено, однако, что в самые древние эпохи (R, Pr), характеризовавшиеся обедненной органикой, происходило, как это считает И.В. Николаева (1971), также и формирование глауконитов, первично обогащенных Al_{VI}.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ К-АГ ВОЗРАСТА ДРЕВНИХ ТОЛЩ ПО ГЛАУКОНИТУ ИЛИ БИОТИТУ С УЧЕТОМ ИХ ГЕТЕРОГЕННОСТИ

При определении K-Ar возраста мономинеральных образцов глауконита или биотита известны примеры несоответствия полученных данных геологическим позициям исследованных пород: из экспериментов, как правило, получается более молодой возраст (Рубинштейн, 1967; Тезисы докладов..., 1972). Это обычно приписывают плохой сохранности радиогенного аргона в минерале, утечке аргона при перекристаллизации в период вторичных, эпигенетических изменений. Некоторые связывают это омоложение с захватом К в структуру минерала в эпигенезе (Hurley e.a., 1960).

На основе косвенных экспериментальных данных неоднократно высказывалась идея, что K-Ar возраст глауконита или биотита следует определять не по мономинеральному образцу, а по тем типам зерен из него, которые по ряду причин претерпели наименьшие вторичные изменения (Кац, 1967, 1968; Katz, 1967, 1970). В работах (Николаева и др., 1969, 1971, 1975) подчеркивается, что реперные точки в геохронологической шкале следует определять лишь по первичным, неизмененным зернам глауконита. Совершенно очевидно, что анализ причин аномалий в получаемых значениях K-Ar возраста глауконита или биотита следует проводить с учетом как гетерогенности мономинеральных образцов, так и перекристаллизации минерала в эпиге-



Фиг. 50. Гистограммы распределения зерен глауконита по плотности. Базальные межплоскостные расстояния d, A плотностных фракций глауконита: a – природного; б – насыщенного глицерином; в – прокаленного

I – обр. ЮП-1 из нижнемеловых отложений Южной Прибалтики; 2-3 – обр. 9(2) и 545(2) из рифейских отложений Южного Урала

незе. Для глауконита эти вопросы детально разобраны в предыдущем параграфе. Поэтому вначале остановимся на глауконите.

Объектами исследования были выбраны три образца глауконита из пород, находящихся на разных уровнях их эпигенетического преобразования. Первый образец (ЮП-1) мелового возраста выделен из горизонтально залегающих платформенных отложений Южной Прибалтики (обнажение р. Меркис у д. Акмо), не затронутых процессами глубинного эпигенетического изменения. Второй образец 9 (2) отобран из дислощированных слоев инзерской свиты рифейского возраста у железнодорожного переезда в районе г. Аши Башкирского Приуралья. Третий образец 545 (2) взят в 10 км к северу от г. Миньяр у Бъянского моста, где обнажается сильно дислоцировавшая толща пород инзерской свиты. Глобули глауконитов всех трех образцов были разделены на плотностные фракции методом ступенчатого изменения плотности (см. главу II). Выделение мономинеральных образцов из породы и последующий анализ их в гравитационном градиентном поле осуществлялись так же, как и при анализе гетерогенности глауконита (см. предыдущий раздел). Каждая плотностная фракция изучалась далее с помоцью рентгеновского и химического анализов (табл. 29, фиг. 50). Для некоторых фракций был определен К-Аг возраст (Кац и др, 1974).

Результаты экспериментов показывают, что максимальной гетерогенностью характеризуется обр. ЮП-1. Для него наблюдается наибольший плотностной спектр. Легкие глобули образца представляют собой гидрослюды политипа 1Md, содержащие до 20% разбухающих межслоевых промежутков. В трех самых легких фракциях встречены реликты монтмориллонитовой фазы. По мере перехода от легких глобуль к тяжелым происходит уменьшение числа разбухающих межслоевых промежутков вплоть до полного исчезновения их в самых тяжелых глобулях. С увеличением плотности глобуль происходит последовательное увеличение содержания в элементарной ячейке атомов К (от 0,54 до 0,71), тетраэдрического Al (от 0,19 до 0,36), октаэдрического Fe³⁺ (от 0,95 до 1,09) и соответствующее уменьшение содержания атомов октаздрического Al (от 0,60 до 0,47). Содержание двухвалентных катионов практически одинаково для всех плотностных фракций. Обр. 9(2) характеризуется значительно более узким плотностным спектром, более однородным составом, хотя по мере увеличения плотности глобуль наблюдаются те же тенденции к уменьшению разбухающих слоев и содержанию атомов Аly (от 1,19 до 1,11), к увеличению содержа-%9 573 131

	Xapa	ктеристика и	сследован	ных образцов глауконита
Номер об- разца	Плотность глобуль, г/см ³	К-Аг воз- раст, млн. лет	Свобод- ный SiO ₂ ,%	Структурная формула
	' Нижнеме	словые о	' тложен	ч ия Южной Прибалтики
ЮП-1	2,56–2,58	-	-	$ \begin{array}{l} {}^{K_{0,54}Na_{0,03}Ca_{0,03}(Si_{3,81}Al_{0,19})_{4,00} x} \\ {}^{x}\left(Al_{0,60}Fe_{0,95}^{3+}Fe_{0,12}^{2+}Mg_{0,34} \right)_{2,01}O_{10}(OH)_{2} \end{array} $
	2,58-2,60	111 ± 7	-	$\substack{ \overset{K_{0,56}Na_{0,04}Ca_{0,04}(Si_{3,73}Al_{0,27})_{4,00} \\ x (Al_{0,59}Fe_{0,95}^{3+}Fe_{0,14}^{2+}Mg_{0,35})_{2,03}O_{10}(OH)_{2} } $
	2,60-2,62	-	-	$ \begin{array}{c} K_{0,59} Na_{0,05} Ca_{0,04} (Si_{3,71} Al_{0,29})_{4,00} x \\ x (Al_{0,55} Fe_{0,99}^{3+} Fe_{0,13}^{2+} Mg_{0,35})_{2,01} O_{10} (OH)_2 \end{array} $
	2,66-2,68	106 ± 5	-	$\substack{ \overset{K_{0,65}Na_{0,01}Ca_{0,04}(Si_{3,73}Al_{0,27})_{4,00} \times \\ \times (Al_{0,45}Fe_{1,07}^{3+}Fe_{0,18}^{2+}Mg_{0,31})_{2,01}O_{10}(OH)_{2} } $
	2,74-2,76	110 ± 7	-	$K_{0,67}Na_{0,04}Ca_{0,03}(Si_{3,66}Al_{0,34})_{4,00} \times (Al_{0,50}Fe_{1,05}^{3+}Fe_{0,15}^{2+}Mg_{0,31})_{2,01}O_{10}(OH)_{2}$
	2,76-2,78	-	-	$\substack{ \overset{K_{0,71}Na_{0,05}Ca_{0,04}(Si_{3,64}Al_{0,36})_{4,00} \times \\ \times (Al_{0,47}Fe_{1,06}^{3+}Fe_{0,15}^{2+}Mg_{0,33})_{2,01}O_{10}(OH)_{2} } $
	2,78–2,80	-	-	$ \begin{array}{c} {}^{K_{0,71}Na_{0,05}Ca_{0,04}(Si_{3,64}Al_{0,36})_{4,00}x} \\ {}^{x}(Al_{0,47}Fe_{1,09}^{3+}Fe_{0,13}^{2+}Mg_{0,32})_{2,01}O_{10}(OH)_{2} \end{array} $
	Риф	ейские с	этложе	ния Южного Урала
9 (2)	2,64–2,66	730 ± 20	3,86	$ \begin{array}{l} {}^{K_{0,66}Na_{0,01}Ca_{0,02}(Si_{3,50}Al_{0,50})_{4,00}x} \\ {}^{x}\left(Al_{1,19}Fe_{0,42}^{3+}Fe_{0,08}^{2+}Mg_{0,32}\right)_{2,01}O_{10}(OH)_{2} \end{array} $
	2,66–2,68	740 ±20	1,88	${}^{K_{0,68}Na_{0,01}Ca_{0,02}(Si_{3,48}Al_{0,52})_{4,00}x}_{x(Al_{1,18}Fe_{0,48}^{2+}Fe_{0,06}^{2+}Mg_{0,33})_{2,05}O_{10}(OH)_{2}}$
	2,68-2,70	780 ±20	1,52	$\substack{\overset{K_{0,71}Na_{0,01}Ca_{0,03}(Si_{3,50}AI_{0,50})_{4,00} \times \\ \times (AI_{1,17}Fe_{0,47}^{3+}Fe_{0,09}^{2+}Mg_{0,33})_{2,06}O_{10}(OH)_{2}}$
	2,70-2,72	780 ±20	1,28	$K_{0,72}N_{0,01}C_{0,02}(Si_{3,50}AI_{0,50})_{4,00} \times (AI_{1,11}Fe_{0,55}^{3+}Fe_{0,06}^{2+}Mg_{0,32})_{2,03}C_{10}(OH)_{2}$
545(2)	2,62–2,64	720 ± 20	7,74	$ \begin{array}{c} {}^{K}_{0,71} {}^{Na}_{0,01} {}^{Ca}_{0,01} {}^{(Si}_{3,44} {}^{Al}_{0,56} {}^{}_{4,00} {}^{X} \\ {}^{x} {}^{(Al}_{1,53} {}^{Fe}_{0,21}^{3+} {}^{Fe}_{0,06} {}^{Ag}_{0,26} {}^{}_{2,06} {}^{O}_{10} {}^{(OH)}_{2} \end{array} $
	2,64–2,66	710 ±20	3,38	$\frac{K_{0,70}Na_{0,01}Ca_{0,01}(Si_{3,50}Al_{0,50})_{4,00} x}{x (Al_{1,49}Fe_{0,24}^{3+}Fe_{0,05}^{2+}Mg_{0,25})_{2,03}O_{10}(OH)_2}$
	2,66-2,68	790 ±20	2,70	$ \begin{array}{c} K_{0,71} N_{a_{0,01}} C_{a_{0,04}} (Si_{3,48} Al_{0,52})_{4,00} x \\ x (Al_{1,43} Fe_{0,26}^{3+} Fe_{0,09}^{2+} Mg_{0,25})_{2,03} O_{10} (OH)_{2} \end{array} $
	2,68-2,70*	750 ±20	7,46	$ \begin{array}{c} K_{0,68} N_{a_{0,01}} (Si_{3,48} Al_{0,52})_{4,00} x \\ x (Al_{1,40} Fe_{0,27}^{3+} Fe_{0,12}^{2+} Mg_{0,29})_{2,08} O_{10} (OH)_{2} \end{array} $

Таблица 29 Карактеристика исследованных образцов глауконита

* В плотностной фракции 2,68-2,70 г/см³ обнаружено сравнительно много глобуль глауконита, покрытых гидроокислами железа. ния атомов К (от 0,66 до 0,72) и Fe³⁺ (от 0,42 до 0,55), как в обр. ЮП-1. Для обр. 545 (2) обнаружено дальнейшее сужение плотностного спектра глобуль, хотя и заметно увеличение содержания Fe³⁺ и уменьшение Al_{VI} по мере перехода от легких глобуль к более тяжелым. Характерным для обоих древних образцов является закономерное увеличение содержания свободного кварца при уменьшении плотности глауконитовых глобуль (см табл. 29).

Для разных плотностных фракций обр. ЮП-1, выделенного из породы, не измененной процессами глубинного элигенеза, получены одни и те же значения возраста в пределах погрешности измерений, несмотря на значительные отличия в содержании калия. Это обстоятельство можно объяснить, если предположить, что в данном образце за время его существования содержание калия заметно не менялось и что в нем почти полностью сохранилась гетерогенность, возникшая в седиментационно-диагенетический период формирования глауконита. Ранее показано, что седиментационно-диагенетическая гетерогенность глауконитов, особенно широко развитая в мезокайнозойских отложениях, отражает стадийные процессы формирования глауконита за счет вхождения и закрепления межслоевых катионов калия в исходных монтмориллонитах (см. предыдущий раздел). Общим для обоих рифейских образцов 9 (2) и 545 (2) являются, вопервых, разные значения К-Аг возраста для разных плотностных фракций и, во-вторых, увеличение возраста с увеличением плотности глауконитовых глобуль (см. фиг. 50, табл. 29).

Для понимания полученных результатов необходимо учесть характер тех глубинноэпигенетических изменений, которые испытали анализируемые образцы. Сущность эпигенетических преобразований глауконита состоит в его направленной иллитизации, при которой, с одной стороны, в октаэдрах структуры последовательно увеличивается замещение Fe³⁺ на Al³⁺; с другой стороны, происходит постепенное увеличивается замещение Fe³⁺ на Al³⁺; с другой стороны, происходит постепенное увеличивается замещение Fe³⁺ на Al³⁺; с другой стороны, происходит постепенное увеличивает состержания катионов Al в тетраэдрических позициях. Первый процесс не нарушает соотношения между K и Al, так как замещение Fe³⁺ на Al³⁺ является изовалентным и приводит лишь к более компактному окружению катионов K базальными анионами кислорода. Следует отметить, что частичный сброс атомов железа имеет место и в обр. ЮП-1 в постседиментационный период существования глауконита, что, однако, не повлияло на значение K-Ar возраста его глобуль разной плотности.

Замещение Si на Al в тетраэдрах структуры в эпигенетическую стадию развития пород идет как бы в двух направлениях. С одной стороны, увеличение содержания тетраэдрического алюминия происходит по мере возрастания температуры в первую очередь и наиболее интенсивно в глобулях легкой части плотностного спектра, в которых в соответствии с седиментационно-диагенетической гетерогенностью замещение Si на Al было наименьшим (см. табл. 29, обр. ЮП-1). Более быстрый темп накопления тетраэдрического Al в легких фракциях приводит к общему выравниванию содержания катионов Al в тетраэдрах структуры всех глобуль независимо от их плотности. Возможно, что по этой причине при переходе от тяжелых фракций к легким наблюдается увеличение содержания свободного кварца, возникающего за счет последовательного вытеснения алюминием катионов Si из тетраэдров структуры глауконитов [табл. 29, обр. 9/2 и 545 (2)]. С другой стороны, при увеличении температуры происходило возрастание среднего количества Al в тетраэдрах. Например, содержание Al_{IV} в обр. ЮП-1 варьирует от 0,19 до 0,36, в обр. 9 (2) – от 0,50 до 0,52, а в более сильно дислоцированном обр. 545 (2) – от 0,50 до 0,56.

Дифференцированное изменение степени замещения Si на Al в глобулях разной плотности приводит к неоднородному заселению межслоевых промежутков структуры катионами калия, обеспечивающими компенсацию заряда тетраэдрических слоев. Поскольку степень замещения Si на Al максимальна в более легких глауконитовых глобулях, то соответственно они поглощают и наибольшее количество катионов калия извне. Это, естественно, искажает соотношения между K и Al и приводит к последовательному занижению значений K-Ar возраста при переходе от тяжелых глобуль к легким. Следует отметить, что, помимо дифференцированного вхождения калия в глобули разной плотности, может происходить общее возрастание содержания калия во всех глобулях как за счет повышения среднего содержания Al_{IV}, так и за счет очищения октаздрических позиций от двухвалентных катионов, связанного с увеличением тем-



Фиг. 51. Зависимость химического состава чещуек биотита от их плотности (*a*); гистограмма распределения чещуек биотита по плотности (6)

Приведены К-Аг возраст, измеренный для разных плотностных фракций биотита, и рассчитанное среднее значение возраста с учетом распределения

пературы и общей перекристаллизацией минерала. Поэтому же максимальные значения абсолютного возраста, полученные для тяжелых фракций образца, подвергшегося глубинно-эпигенетической перекристаллизации, являются, по-видимому, заниженными по сравнению с истинным, но наиболее близкими к нему.

Для рифейских образцов абсолютный возраст увеличивается с увеличением плотности глобуль глауконита. Это говорит о различной степени нарушения равновесия между дочерними и материнскими изотопами, которое обычно приписывалось

плохой сохранности радиогенного аргона в глауконитах. По данным М.М. Рубинштейна (1967), среднее отклонение К-Аг возраста, измеренного по глаукониту, от геологического составляет около 15% (в сторону омоложения) для палеозоя. Как показывают приводимые данные, привнос калия в глауконит для палеозойских образцов составляет 10–20%. Таким образом, процесс привноса калия в глауконит много позднее его образования, несомненно, играет весьма значительную роль в занижении К-Аг возраста глауконита.

Остановимся кратко на перспективности нового подхода в минералогических исследованиях биотита при определении по нему К-Аг возраста. На фиг. 51 приведены результаты исследования образца биотита, выделенного общепринятыми методами (ленточный магнитный сепаратор, флотация, сепаратор Окунева) из древней породы (очковый гнейс, Южный Урал, протерозой). Образец разделен на плотностные фракции методом ступенчатого изменения плотности. Для отдельных фракций определен химический состав и К-Аг возраст, проведен рентгеноструктурный анализ. Разные плотностные фракции содержат чешуйки биотита с существенно различными физическими и химическими свойствами. Значения К-Аг возраста разных плотностных фракций оказались значимо различными (измерения выполнены М. М. Аракелянц в Лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР под руководством Л. Л. Шанина). Это обусловлено в основном тем, что при вторичных процессах перекристаллизации по биотиту образовывался хлорит. Во фракции 2,95-3,00 г/см³ хлорит отсутствует. В следующей, более легкой фракции 2,89-2,95 г/см³ обнаружены лишь небольшие признаки хлоритизации. Дальнейшее уменьшение плотности чешуек биотита связано с резко увеличивающейся концентрацией в них хлорита. Из результатов химического анализа следует, что содержание SiO, увеличивается, а содержание остальных компонентов, входящих в структуру, с уменьшением плотности чешуек биотита уменьшается. При такой существенной перекристаллизации аргон мог теряться тем в большей степени, чем глубже прошел этот процесс. Соответственно наименьший возраст получен для чешуек биотита каименьшей плотности. Наибольший возраст, полуженный для наиболее тяжелых чешуек биотита, следует рассматривать как нижний предел истинного. Структурные формулы удалось рассчитать только для двух плотностных фракций биотита (учтя свободный кварц)

$$\begin{array}{l} 2,89-2,95 \ r/cm^{3}, \\ (K_{0,75} \operatorname{Na}_{0,06})_{0,81} (\operatorname{Si}_{2,71} \operatorname{Al}_{1,29})_{4} (\operatorname{Al}_{0,58} \operatorname{Fe}_{0,27}^{3+} \operatorname{Fe}_{0,67}^{2+} \operatorname{Mg}_{1,29})_{2,81} \operatorname{O}_{10} (\operatorname{OH})_{2}, \\ 2,95-3,00 \ r/cm^{3}, \\ (K_{0,76} \operatorname{Na}_{0,06})_{0,81} (\operatorname{Si}_{2,66} \operatorname{Al}_{1,34})_{4} (\operatorname{Al}_{0,68} \operatorname{Fe}_{0,13}^{3+} \operatorname{Fe}_{0,77}^{2-} \operatorname{Mg}_{1,28})_{2,86} \operatorname{O}_{10} (\operatorname{OH})_{2} \end{array}$$

Измерения показали, что базальные межплоскостные расстояния для этих двух фракций одинаковы. Видимо, в процессе перекристаллизации происходит такая большая потеря Аг, что, несмотря на понижение содержания калия в структуре, с уменьшением плотности чешуек биотита K-Ar возраст их снижается.

ГЕТЕРОГЕННОСТЬ СИНТЕТИЧЕСКИХ АЛМАЗНЫХ АГРЕГАТОВ С МИКРОСТРУКТУРОЙ КАРБОНАДО

Среди агрегатных разновидностей природных алмазов — борта, балласа, карбонадо наибольший интерес представляют алмазы карбонадо вследствие их особо высокой прочности. Осуществление синтеза алмазных агрегатов типа карбонадо в лабораторных условиях (Верещагин и др., 1971 б) открыло новые возможности по использованию этих алмазов в промышленности (Верещагин и др., 1971а, в, 1973). К настоящему времени проанализированы их различные физические и химические свойства. Однако плотностные свойства синтетических алмазных агрегатов типа карбонадо ранее детально не исследовались.

Известно, что плотность минералов весьма чувствительна к нарушению их однородности и особенно к включениям. Прочность синтетических алмазов также зависит от размеров и содержания включений (Шульженко, 1969). Поэтому представляло интерес установить корреляцию плотности с абразивной способностью синтетических алмазных агрегатов с микроструктурой карбонадо (Верещагин и др., 1976). С этой целью в идентичных условиях при высоком давлении были синтезированы алмазные агрегаты в количестве 300 штук, имеющие микроструктуру, сходную с микроструктурой карбонадо (Верещагин и др., 19716). Измерения показали, что абразивная способность этих агрегатов, определяемая как вес абразивного круга средней твердости (марки ЭБ-40 СТК), снятый одним миллиграммом алмаза, варьирует в широких пределах от 15 г/мг до величины, превышающей 300 г/мг. Эти синтезированые алмазные агрегаты делились на плотностные фракции методом ступенчатого изменения плотности в смеси жидкости клеричи с водой, так как предварительные эксперименты показали, что их разброс по плотности значительно больше 0.05 г/см³.

На фиг. 52, *а* приведена гистограмма распределения по плотности синтезированных поликристаллических алмазных агрегатов, не отделенных от "катализатора". Плотность этих агрегатов лежит в пределах от 3,71 до 4,02 г/см³, что значительно больше плотности природных монокристаллов, имеющих 3,515 г/см³. Это можно объяснить присутствием в агрегатах металла-катализатора.

Для удаления металла поликристаллические алмазные агрегаты были обработаны смесью соляной и азотной кислот. На рис. 52, *б*, *в* представлены гистограммы распределения агрегатов по плотности после такой обработки в течение 10 и 30 мин. Гистограммы этих образцов оказались сдвинутыми в область меньших плотностей в диапазонах 3,69–3,93 г/см³ (10мин) и 3,67–3,88 г/см³ (30 мин). Сдвиг этих гистограмм обусловлен удалением катализатора из алмазных агрегатов. Из этих данных следует, что при обработке алмазных агрегатов в течение 10 мин катализатор удаляется лишь частично.

Для удаления графита из поликристаллических агрегатов после обработки смесью указанных выше кислот агрегаты были дополнительно обработаны кипящей хлорной кислотой в течение двух часов по методике, разработанной в Институте физики высоких давлений (ИФВД) АН СССР. После такой обработки гистограмма распределения алмазных агрегатов по плотности сдвинулась еще дальше – в область меньших плотностей (см. рис. 52, г); это свидетельствует об удалении из агрегатов не только графита, но, очевидно, и металла или его соединений. Гистограммы, приведенные на рис.



Рис. 52. Распределение по плотности зерен синтетических алмазных агрегатов с микроструктурой карбонадо в зависимости от способа и времени обработки

а – обработке не подвергались; обработанные: δ – смесью НС1 и HNO₃ (10 мин.); в – той же смесью (30 мин.); г – смесью НС1 и HNO₃ (10 мин.) и повторно раствором HC1O₄ (2 часа)

Фиг. 53. Зависимость абразивной способности синтетических алмазных агрегатов с микроструктурой карбонадо от их плотности

52, в, г, показывают, что плотность алмазных агрегатов с микроструктурой карбонадо выше плотности природных монокристаллов. алмаза. Это можно объяснить, как и для синтетических балласов (Калашников и др., 1967), присутствием металла в таких агрегатах.

Для определения содержания в алмазных агрегатах никеля и хрома, являющихся основными компонентами использованного катализатора, после обработки кислотами проведен их количественный спектральный анализ. Он показал, что в разных агрегатах наблюдаются значительные вариации содержаний этих металлов (от 2 до 20%), это свидетельствует о гетерогенности агрегатов.

Для определения фазового состава поликристаллических алмазных агрегатов был проведен рентгеноструктурный анализ. Установлено, что в составе алмазных агрегатов

Распределение по плотности синтетических алмазных агрегатов разной абразивной способности с микроструктурой карбонадо K_{σ}

	Абразивная способность K _a , г/мг								
плотность, г/смэ	<i>к_a</i> <5	5 < K _a < 50	50 < K _a < 100	$K_a > 100$					
		Частота							
3,93-3,85	100	-		_					
3,85-3,82	100	_	-	-					
3,82-3,79	-	23	23	54					
3,79-3,76	9	9	18	63					
3,76-3,72	~	5	5	90					
3.72-3,69		_	12.5	87.5					

доминирующая фаза — алмаз, но кроме него присутствуют непрореагировавший углерод, никель и карбид хрома Cr_7C_3 . Различные образцы отличаются разным содержанием этих фаз, что обусловлено незначительными вариациями параметров синтеза: давления, температуры, градиента температуры и т. п.

Партия синтезированных алмазных агрегатов, подвергавшаяся обработке кислотами в течение 10 мин, была испытана на абразивную способность. В этих экспериментах определялось распределение поликристаллических алмазных агрегатов в каждой плотностной фракции по абразивной способности (табл. 30). Было установлено, что наиболее тяжелые агрегаты с плотностью от 3,82 до 3,93 г/см³, количество которых не превышает 8%, имеет низкую абразивную способность (<5 r/Mr) и практически не пригодны для использования в однокристальном инструменте. Среди алмазных агрегатов с плотностью от 3,69 до 3,79 г/см³ количество агрегатов с абразивной способностью <5 r/Mr составляет уже всего 1,5%. С уменьшением плотности процент агрегатов с абразивной способностью в пределах $5<K_a < 50 r/Mr$ имеет тенденцию к уменьшению. В этой же области плотности процент агрегатов с абразивной способностью в пределах $50<K_a < 100 r/Mr$ также имеет тенденцию к уменьшению. В этой же области плотности процент агрегатов с абразивной способностью $K_a > 100 r/Mr^3$ намечается максимум (фиг. 53).

Из полученных данных следует, что путем разделения поликристаллических алмазных агрегатов на плотностные фракции можно, исключив операцию по измерению абразивной способности, связанную с нарушением механической целостности образцов, выбирать алмазы для тех или иных применений, определив их плотность. Следовательно, проведенная работа дает метод контроля качества алмазных агрегатов по их плотности, не нарушая целостности агрегата.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе развито новое научное направление — количественный анализ гетерогенности минералов для характеристики разных геологических процессов: седиментогенеза, диагенеза, эпигенетических преобразований и др.

Мономинеральные образцы состоят из зерен разных типов, содержащих разные на рушения однородности. Вероятность проявления той или иной неоднородности в зернах исследуемого минерала различна в породах разного генезиса. Однако из-за отсутствия необходимой техники эксперимента при работе на серийных приборах эту вероятность до сих пор практически не определяют. Физико-химические параметры определяют по мономинеральным образцам, которые, как правило, не представитель для породы. Ведь современная техника разделения не позволяет выделять из породы фракции, состоящие из зерен всех типов данного минерала и в той пропорции, в которой они находятся в породе.

При количественном анализе гетерогенности минералов определяют гистограмму распределения зерен минерала по данному параметру (в частности, плотности) и выявляют вероятность проявления в зернах характерной неоднородности. Это дает возможность получать более полную и объективную количественную информацию о свойствах (в том числе и неоднородности) всей совокупности зерен, слагающих минерал в исследуемой породе. На данной стадии исследования показано, что такой количественный анализ возможно проводить в тех случаях, когда неоднородности в разных зернах исследуемого минерала обусловлены в основном различными включениями минералообразующей среды и других минералов (на примере кварца кристаллических и осадочных пород), а также различным содержанием смешанослойности и различным химическим составом слоев в слоистых силикатах (на примере анализа глауконита и частично биотита).

Для проведения количественного анализа гетерогенности минералов разработаны новые приборы и новая техника эксперимента. До сих пор при исследовании вещественного состава горных пород из них выделяются мономинеральные фракции и определяют их усредненные параметры. Поэтому критерием сепараторов служил ответ на вопрос: какие минералы из заданной исходной смеси можно выделять (или обогащать) на сепараторе? Для получения гистограммы распределения зерен исследуемого минерала по данному параметру при конструировании сепараторов должен быть положен критерий не минералогический, а физический, который дает возможность ответить на вопрос: в каких пределах значений данного параметра (плотности, магнитной восприимчивости и т. п.) и с какой точностью можно разделить на нем заданную исходную смесь минералов? При этом прибор должен быть одновременно и сепаратором зерен с различными свойствами в узких пределах рабочего параметра и измерителем рабочего параметра у исследуемых зерен. Отметим, что приборы такого типа позволяют наиболее перспективно решать и вопросы разделения или обогащения минералов на основе того же параметра. Указанным требованиям отвечают разработанные гравитационные градиентные трубки, колонки жидкостей со ступенчатым изменением плотности при использовании комплектов калиброванных реперов плотности. При исследовании глауконита использовался также разработанный электромагнитный изодинамический сепаратор минералов. К настоящему времени эти приборы являются наиболее точными при исследовании минералов в гравитационном и магнитном полях. В

частности, они позволяют выделять из образца фракции зерен, плотность которых лежит в узких интервалах $\Delta \rho \gtrsim 0,005 \text{ г/см}^3$, что контролируется калиброванными реперами плотности с погрешностью $\pm 1\cdot 10^{-4}$ г/см³. Именно прецизионность разработанных методов обусловила их перспективность в геолого-минералогических исследованиях.

До сих пор исследования вещественного состава горных пород стремятся вести по схеме порода — мономинеральные фракции, слагающие породу, — отдельные зерна минерала. В работе убедительно показано, что более перспективны исследования по схеме порода — мономинеральные фракции, слагающие породу, — зерна разных типов, слагающие мономинеральную фракцию, — отдельные зерна минерала. Такой новый подход к исследованию минералов позволяет проводить количественный анализ их гетерогенности — выявлять вероятность проявления характерной неоднородности в зернах минерала.

Методом количественного анализа гетерогенности минералов исследована эталонная коллекция образцов кварца из кристаллических горных пород – более 1000 фракций из 100 образцов. Установлено, что все образцы гетерогенны, что их гистограммы распределения зерен по плотности одномодальны и что, как правило, подавляющее количество зерен кварца в каждом образце лежит в узких пределах плотности примерно от 0,01 до 0,03 в области 2,61-2,67 г/см³ и зависит от генезиса породы. Выявлены области по шкале плотности, где сосредоточены в основном зерна с наименьшим объемом включений и определенными включениями (минералообразующей среды, ряда отдельных минералов). Выявлена полная корреляция между плотностными свойствами зерен кварца и включениями в них: с увеличением плотности зерен кварца масса включений минералообразующей среды уменьшается, а объем включений более тяжелых минералов увеличивается. Статистический анализ плотностных свойств кварца показал, что средняя плотность кварца, серия частот распределения и ряд других плотностных свойств закономерно изменяются при переходе по ряду метаморфические породы – древние гранитоиды – молодые гранитоиды – жильный кварц. Установлено, что их доверительные границы с вероятностью 95% не перекрываются и поэтому эти плотностные свойства являются надежными типоморфными особенностями. Из результатов измерений следует также, что при переходе по этому же ряду пород общее содержание включений минералообразующей среды в зернах кварца увеличивается почти на порядок, а других минералов уменьшается почти на порядок, что обусловливает характерное распределение этих включений по плотности зерен кварца в породах разного генезиса. Выявить типоморфные особенности кварца кристаллических пород по плотностным свойствам и включениям удалось только новым подходом к исследованию минералов - количественным анализом их гетерогенности - с использованием разработанной техники эксперимента. Прецизионные измерения такого типа пока не описаны ни в отечественной, ни в зарубежной литературе.

При разрушении кристаллических пород и формировании терригенных отложений изменения первичного состава материнских пород выражаются не только в последовательном убывании нестойких минералов, но и в вызревании самого стойкого породообразующего минерала – кварца. Прямыми экспериментами показано, что при разрушении кварцевого песка синхронно изменяются и гранулометрия и плотностные свойства. Совершенно очевидно, что зерна кварца с большими нарушениями однородности, в частности с большой массой включений минералообразующей среды и других минералов, должны разрушаться быстрее, чем зерна с малым их содержанием или оптически чистые. В действительности оказалось, что в процессе разрушения кварцевый песок вызревает как за счет различной разрушаемости зерен разных типов, так и за счет различной разрушаемости отдельных частей поверхности зерен, ибо быстрее разрушаются те части поверхности отдельного зерна где сосредоточены наибольшие нарушения однородности. Установлено, что направление процесса вызревания кварцевого песка при разрушении как в лабораторных, так и в природных условиях одинаковое: плотность кварцевого песка изменяется в направлении плотности оптически чистых зерен кварца. Однако в природе нет зрелых кварцевых песков подобно тому, как нет идеальных, однородных кристаллов: любой известный к настоящему времени кварцевый песок (в том числе и из окатанных, стекольных) может испытывать дальнейшее вызревание.

Явление вызревания кварца ранее не было известно геологам и не учитывалось при характеристике процессов формирования осадочной оболочки Земли. Значимость его очевидна. Следует подчеркнуть, что открыть явление вызревания кварца при разрушении и исследовать его основные закономерности оказалось возможным только путем количественного анализа его гетерогенности.

Выявленные плотностные типоморфные особенности кварца кристаллических горных пород – основных источников сноса – и установленные закономерности вызревания кварцевого песка при разрушении позволили сформулировать физические основы нового, дополнительного критерия для палеогеографических реконструкций по плотностным свойствам терригенного кварца: по мере удаления от источника сноса плотностные свойства кварца осадочных пород изменяются за счет преимущественного разрушения зерен с наибольшими нарушениями однородности. Критерий плотности обломочного кварца наряду с другими был успешно использован сотрудниками разных организаций для определения источников сноса. В частности, показано, что в соответствии со всей совокупностью геологических данных положение областей сноса надежнее определяется по картам изолиний плотности кварца, а положение котловин, в направлении которых сносится терригенный материал, – по картам изолиний β (содержание трещиноватых зерен) и *а* (содержание оптически чистых нетрещиноватых зерен), определяемых методом Γ . Γ . Леммлейна и В.С. Князева, и что оба метода взаимно дополняют друг друга.

Проведен количественный анализ кристаллохимической гетерогенности глауконитов, его глобулярных выделений в песчаниках и алевролитовых породах разного возраста – от современных до рифейских (проанализировано более 500 фракций из 50 образцов). Эксперименты однозначно показали, что совокупность глобуль из данной породы (так называемые мономинеральные образцы глауконита), как правило, представляют гетерогенную смесь минеральных разновидностей и что изучавшиеся до сих пор их усредненные параметры дают недостаточную генетическую информацию о минерале. Наибольшая гетерогенность свойственна современным глауконитам. Показано, что количественный анализ кристаллохимической гетерогенности отдельных образцов глауконита может дать информацию о стадийности минералообразования. Например, по мере увеличения плотности глобуль современных глауконитов из Калифорнийского и Атакамского желобов Тихого океана наблюдается направленное структурное изменение от монтмориллонита через серию смешанослойных структур до глауконита, практически не содержащего разбухающих слоев. Тем самым установлен процесс образования глауконита из монтмориллонита через серию смешанослойных структур.

Количественным анализом кристаллохимической гетерогенности глобуль из рифейских пород установлено, что наблюдаемое омоложение К-Аг возраста глауконита древних толщ обусловлено в значительной мере увеличением со временем содержания калия в структуре (а не только возможной потерей аргона) при перекристаллизации в эпигенезе. К-Аг возраст глауконита древних толщ более перспективно определять не по мономинеральным образцам, как это часто до сих пор делается, а по тем типам зерен из них, которые в силу ряда причин претерпели наименьшие вторичные изменения, причем и в этом случае получаются цифры нижнего предела истинного возраста.

На примере синтетических алмазных агрегатов показано, что описанные методы количественного анализа гетерогенности перспективны и при исследовании синтетических минералов.

В работе изложены результаты количественного анализа гетерогенности ряда минералов с выявлением вероятности проявления в разных зернах характерной неоднородности. Новый подход к исследованию минералов оказался возможным при использовании разработанной техники эксперимента. Эта тематика является дополнительным разделом однородности и неоднородности минералов, поскольку до сих пор исследовалась в основном лишь неоднородность отдельных зерен минералов. Количественный анализ гетерогенности минералов открыл большие перспективы в решении ряда задач литологии и минералогии и по существу является новым научным направлением в области исследования вещественного состава горных пород.

ОБЬЯСНЕНИЕ К ТАБЛИЦАМ

Таблица I

Микрофотографии зерен кварца разной плотности из метаморфической породы. Обр. 287, увел. 80

1. 2,634-2,639; насыщенность включениями минералообразующей среды (ВМС) средняя и сильная (4)

2.2,639-2,644; насыщенность ВМС слабая и средняя (3), наблюдаются небольшие включения кальцита (2)

3. 2,644-2,649; насыщенность ВМС слабая (2), небольшие включения кальцита (2) и средняя насыщенность включениями рудного минерала (3)

4. 2,649-2,654; насыщенность ВМС слабая (2), средняя насыщенность включениями кальцита (3) и рудного минерала (3), слабая насыщенность включениями циркона (2)

5. 2,654-2,659; насыщенность ВМС слабая (2), сильная насыщенность включениями кальцита (4) и рудного минерала (4), слабая насыщенность включениями циркона (2) и граната (2) Цифры в скобках – оценка объема включений по 6-балльной шкале

Таблица II

Микрофотографии зерен кварца разной плотности из древнего гранитоида. Обр. 124, увел. 80

1. 2.632-2.638; насышенность ВМС сильная (4)

2. 2,638-2,643; насыщенность ВМС средняя (3)

3. 2,643-2,648; насыщенность ВМС слабая (2), присутствуют небольшие включения биотита (2)

4. 2,648-2,653; насыщенность ВМС слабая (2), средняя насыщенность включениями биотита (3), рудного минерала (3) и циркона (3).

5. 2,653-2,659; насыщенность ВМС слабая (2); средняя насыщенность включениями рутила (3), циркона (3), биотита (3), роговой обманки (3) и рудного минерала (3)

6. 2,659-2,664; насыщенность ВМС слабая (2); большая насыщенность включениями биотита (4), роговой обманки (4), рудного минерала (4)

Таблица III

Микрофотографии зерен кварца разной плотности из молодого гранитоида. Обр. 341, увел. 80

1. 2,632-2,638; содержит сростки с полевым шпатом – 10%; насыщенность зерен кварца ВМС сильная (4)

2. 2,638-2,643; насыщенность ВМС средняя (3), отмечается слабая насыщенность полевыми шпатами (2) и очень слабая насыщенность биотитом (1)

3. 2,643-2,648; насыщенность ВМС слабая (2), отмечаются небольшие включения полевых ципатов (2) и биотита (2)

4. 2,648-2,653; насыщенность ВМС слабая (2), отмечаются средние включения биотита (3), циркона (3), полевых шпатов (3)

5. 2,653-2,659; включения те же

6. 2,659-2,664; насыщенность ВМС слабая (2), отмечаются большие включения тех же минералов (4), что и в 4

Таблица IV

Микрофотографии зерен кварца разной плотности из кварцевой жилы. Обр. 154, увел. 80

1. 2,622; кварц сильно насыщен крупными ВМС (4) 2. 2,622-2,627; сильно насыщен ВМС (4) 3. 2,627-2,633; насыщенность крупными включениями ВМС падает, но остается высокой (4)

4. 2,633-2,638; насыщенность крупными ВМС средняя и высокая (4)

5. 2,638-2,643; насыщенность ВМС средняя (3)

6. 2,643-2,648; насыщенность ВМС низкая (2), отмечаются очень небольшие включения хлорита (1)

7. 2,648-2,653; насыщенность ВМС низкая (2), насыщенность включениями хлорита очень низкая 1, включениями рудного минерала – средняя (3)

Таблица V

Микрофотографии зерен из разных фракций кварцевого песка. Обр. 52a₁, тортонский ярус юго-западной части Русской платформы, район г. Львова, увел. 40

1. < 2,630; непрозрачный и полупрозрачный кварц

2. 2,630-2,639; присузствуют зерна с крупными включениями пузырьков газа и с жидкостью

3. 2,639-2,649; прозрачный кварц с единичными точечными включениями; фракция пика

4. > 2,649; наблюдаются крупные включения тяжелых минералов (гранат, циркон, турмалин); прозрачного кварца – 20, с включениями – 80%

Таблица VI

Микрофотографии зерен разных фракций кварцевого песка. Обр. 61a₁, тортонский ярус, юго западная часть Русской платформы, Предкарпатский прогиб в районе Косова, увел. 40

1. < 2,612: непрозрачного кварца ~25, ортоклаза 48, олигоклаза 3, альбита ~1%, обложков кремнистых сланцев 23%

2. 2,612-2,622; непрозрачного кварца 99%, единичные зерна сростков кварца с кремнистыми агрегатами, разрушенного олигоклаза и разрушенного альбита

3. 2,622-2,631; непрозрачный и полупрозрачный кварц; единичные зерна свежего олигоклаза

4. 2,631-2,640; полупрозрачный кварц; наблюдаются прозрачные зерна с крупными включениями пузырьков жидкости и газа, и с точечно-струйчатыми включениями углистой органики

5. 2,640-2,649; прозрачный кварц с единичными точечными включениями, фракция пика

6. 2,649-2,659; кварц с крупными включениями тяжелых минералов (рутил, гранат, циркон) ~50%, прозрачный кварц ~10%, кварцитовидные агрегаты с рассеянными включениями ~30%, кремнистые ожелезненные сланцы ~10%

7. > 2,659; кварц с очень крупными включениями циркона и рудного минерала ~40, ожелезненная порода ~30, мусковит ~10, тяжелый минерал (?) ~20%
Таблица I



Таблица II



Таблица III



Таблица IV



Таблица V





Таблица VI



ЛИТЕРАТУРА

- Александров Б. П., Андреев Г.А. 1961а. Влияние примесей на плотность монокристаллов LiF. – Физ. тверд. тсла, т. 3, № 8.
- Александров Б. П., Андреев Г. А. 19616. Образование примеси (ОН[®]) в процессе выращивания кристаллов LiF из расплава. – Физ. тверд. тела, т. 3, № 9.
- Александров Б.П., Андреев Г.А., Борисов С.А., Иванов И.А. 1962. Повышение точности и быстроты флотационного определения плотности монокристаллов. – Заводск. лабор., 1962, т. 28, № 7.
- Андреев Г.А. 1965. О влиянии примессй кислородосодержащих анионов на плотность монокристаллов NCl и KCl. – Физ. тверд. тела, т. 7, № 1.
- Андреев Г.А., Александров Б.П. 1965. Флотационное исследование распределения примесей однозарядных ионов при выращивании монокристаллов NaCl. – Физ. тверд. тела, т. 7, № 1.
- Андрес У.Ц. 1972. Магнетизм и магнитная восприимчивость минерала. – В кн.: Электрофизические методы обработки редкоземельного сырья. М., ИМГРЭ.
- Анфимов Л.В. 1973. Статистическое исследование плотности кварцевых зерен из пород рифся Башкирского мегантиклинория на Урале. – В кн.: Третье совещание по физическим методам исследования минералов осадочных пород (Тезисы докладов). Александров. М., ВНИИСИМС.
- Анфимон Л.В. 1975. Статистическое исследование плотности кварцевых зерен из докембрийских пород Башкирского мегантиклинория на Южном Урале. – Литол. и полезн. ископ., № 6.
- Анфимов Л.В., Знаменский Н.Д., Старков В.Д. 1973. Плотность кварца из гранитоидов Мугоджар. – Ежегод. Ин-та геол. и геохим. Уральск. науч. центра АН СССР. Свердловск.
- Анфимов Л.В., Силантьев Е.В. 1975. Петрография франских терригенных образований Урала. — В кн.: Литология главнейших типов осадочных пород франского яруса Урала [Труды Ин-та геол. и геох. Уральск. науч. центра АН СССР], вып. 115.
- Анфинсен К. 1948. Определение концентрации дейтерия в градиентной трубке. – В кн.: Получение и определение меченых атомов. М., ИЛ.
- Баранов В.В. 1966. Конструкция гравитационной градиентной трубки с использовани-

ем полупроводниковых приборов. – В кн.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М., "Наука".

- Баранов В.В., Борисов А.Ф. и др. 1966. Конструкция серийного образца электромагнитного изодинамического сепаратора СИМ-1 и опыт разделения на нем минералов. – В кн.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М., "Наука".
- Баранова Н.М. 1961. О глауконите в отложениях сармата южного склона Украинского кристаллического щита. – В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований, Львов, Изд-во Львовск. ун-та.
- Бергер Г.С., Ефимов И.А. 1961. Методы выделения мономинеральных фракций. – Труды Казах. науч.-иссл. ин-та мин. сырья, вып. 4.
- Берлинский А.И. 1969. Методика выделения мономинеральных фракций из золотосодержащих руд. М., ЦНИГРИ.
- Берлинский А.И., Шепелева К.А. 1967. Методика выделения мономинеральных фракций сульфидов из руд. М., ЦНИГРИ.
- Берлинский А.И., Шепелева К.А., Искра И.Ф. 1969. Методика выделения фракций акцессорных минералов из горных пород и песков россыней. М., ЦНИГРИ.
- Бесцветное оптическое стекло. Каталог. М., Внешторгиздат.
- Бонштедт-Куплетская Э.М. 1951. Определение удельного веса минералов. М., Изд-во АН СССР.
- Боуэн Т. 1973. Введение в ультрацетрифугирование. М., "Мир".
- Бреслер С.Е., Пырков Л.М., Френкель С.Я. 1960. Равновесная седиментация блок-сополимеров в градиенте плотности. – Высокомолекул. соед., т. 2.
- Василькова Н.Н., Соломкина С.Г. 1965. Типоморфные особенности флюорита и кварцита. М., "Недра".
- Верещагин Л.Ф., Довбия А.В. и др. 1971а. Исследование прочностных свойств синтетических алмазов АСПК и АСБ. – Алмазы, № 12.
- Верещагин Л.Ф., Довбия А.В. и др. 19716. Применение синтетических алмазов АСПК для геологоразведочного бурения горных пород высокой твердости. – Алмазы, № 12.
- Верещагин Л.Ф., Коняев Ю.С. и др. 1973. Возможность использования синтетических поликристаллических алмазов АСПК вкам-

необрабатывающем инструменте. – Алмазы, № 11.

- Верещагин Л.Ф., Штеренберг Л.Е. и др. 1976. Зависимость абразивной способности синтетических алмазных агрегатов с микроструктурой карбонадо АСПК от их плотности. – Алмазы и сверхтвердые материалы, вып. 5.
- Верещагин Л.Ф., Яковлев Е.Н. и др. 1971в. Работоспособность резцов из синтетических алмазов АСПК при точении высококремнистого алюминиевого сплава. – Алмазы, № 2.
- Волкенштейн М.В. 1973. Молекулярная биофизика. М., "Наука".
- Вопросы однородности и неоднородности минералов. 1971. М., "Наука".
- Геращенко И.Л., Окнова Н.С. 1971. Опыт изучения типоморфных особенностей кварца в альбских отложениях Прикаспийской впадины. – Докл. АН СССР, т. 196, № 3.
- орбатов Г.А. 1972. Диэлектрическая проницаемость минералов по данным прецизионного иммерсионного ме эда определения. – В кн.: Электрофизические методы обработки редкомстального сырья. М., ИМГРЭ.
- Горбунова Л.И. 1961. Глауконит из нижнепермских отложений Северо-Восточного Кавказа. – В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 6. Львов, Изд-во Львовск. ун-та.
- Горшении А.Д., Ширман В.Г. 1972. Выделение монофракций минералов при минералогогеохимических исследованиях с помощью гравитационной градиентной трубки. – В кн.: Литогеохимические методы при поисках скрытого оруденения. М., ИМГРЭ.
- Грицаенко Г.С. 1971. Однородность и неоднородность минералов в свете данных электронной микроскопии. – В кн.: Вопросы однородности и неоднородности минералов. М., "Наука".
- Гроссевим В.А. 1961. История терригенных , минералов в мезозос и кайнозое Северного Кавказа и Предкавказья, – Труды ВНИГРИ, вып. 180.
- Гусева И.Н., Каменцев И.Е., Франк-Каменецкий В.А. 1964. О влиянии примссей на плотность искусственного кварца. – Труды ВНИИСИМС, т. 8.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. 1966. Породообразующие минералы, т. 4. Каркасные силикаты. М., "Мир".
- Дэна Дж., Дэна Э.С., Фрондель К. 1966. Система минералогии, т. 3. Минералы кремнезсма. М., "Мир".
- Ермаков Н.П. 1972. Геохимические системы включений в минералах. М., "Недра".
- Житеров В.Н., Андрес У.Ц. 1972. Исследование возможностей использования некоторых пондеромоторных сил электромагнитных полей для сепарации минеральных частиц. – В кн.: Электрофизические методы обработки редкометального сырья. М., ИМГРЭ.
- Зяягин Б.Б., Чухров Ф.В. 1971. Нарушение однородности слоистых структур минералов. – В кн.: Вопросы однородности и неоднородности минералов. М., "Наука".

- Зеленко Л. Г. 1968. Получение мономинеральных фракций минералов близкого удельного веса. – В кн.: Акцессорные минералы в решении вопросов металлогении и происхождения магматических комлексов. М., ИМГРЭ.
- Ильинский Г.А. 1975. Определение плотности минералов. Л., "Недра".
- Кабаков М.А. 1972. О некоторых особенностях магнитегидрастатической сепарации руд горнохимического сырья. – В кн.: Электрофизические методы обработки редкометального сырья. М., ИМГРЭ.
- Каждан В.Е. 1968. Литолого-минералогическая характеристика и фосфатоносность меловых отложений Южной Прибалтики. Автореф. канд. дие. Вильнюс, Вильнюсск. ун-т.
- Казаков Г.А. 1963. Исследование пригодности глауконита для определения абсолютного возраста осадочных пород. Автореф. канд. дис. М., ГЕОХИ АН СССР.
- Калашников И.А., Верещагин Л.Ф. и др. 1967. Образование искусственным путем алмаза типа баллас. – Докл. АН СССР, т. 172, № 1.
- Кац М.Я. 1960. Флотационный метод измерения удельного веса отдельных зерен минералов. – Изв. АН СССР. Сер. геол., № 10.
- Кац М.Я. 1962а. Гравитационная градиентная трубка. Авторское свидетельство. – Бюл. изобрет., № 13, кл. 421, 13 оз.
- Кац М.Я. 19626. Градиентная трубка новый прибор для универсального исследования минералов по удельным весам. – Бюл. НТИ М-ва геол. и охраны недр СССР, №5-6.
- Кац М.Я. 1962в. Изменение плотности твердых тел с помощью градиентной трубки. --Приб. и техн. экспер., № 1.
- Кац М.Я. 1962 г. Новые методы исследования минералов по их удельным весам. – В кн.: Физические методы исследования осадочных пород и минералов. М., Изд-во АН СССР.
- Кац М.Я. 1966а. Некоторые перспективы исследования минералов в гравитационном и магнитном полях. – В кн.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М., "Наука"
- Кац М.Я. 1966 б. Новые методы исследования минералов в гравитационном поле. - Труды ГИН АН СССР, вып. 158.
- Кац М.Я. 1967. Перспективы использования новых методов анализа вариации плотности минералов в геолого-минералогических исследованиях. – В кн.: Методы и аппаратура для выделения мономинеральных и обогащенных фракций. Материалы семинара. М.
- Кац М.Я. 1968. Перенективы исследования минералов и пород новыми методами в гравитационном поле. – В кн.: Физические и химические процессы и фации. М., "Наука".
- Кац М.Я. 1972. Колонка жидкости со ступенчатым изменением плотности. – Приборы и техн. экспер., № 1.
- Кац М.Я. 1973а. Конус жидкости со ступенчатым изменением плотности. – Приборы и техн. экспер., № 1.

- Кац М.Я. 19736. Разделение минералов с помощью реперов плотности. – Литол. и полезн. ископ., № 4.
- Кац М.Я. 1975. Новый подход в минералогических исследованиях зернистых или пластинчатых "мономинеральных" образцов. – В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., "Наука".
- Кац М.Я., Баранов В.В. 1963. Градиентная трубка без ультратермостатов и перспективы ее использования в минералогических исследованиях. – Изв. АН СССР, Сер. геол.,№ 9.
- Кац М.Я., Баранов В.В., Голдин Л.Л., Резников П.Ф. 1964 а. Электромагнитный изодинамический сепаратор. Авторское свидетельство. – Бюл. изобрет., № 6, кл. 16, в.
- Кац М.Я., Баранов В.В. 1909а. Способ измерения магнитной восприимчивости отдельных зерен. Авторское свидетельство. – Бюл. изобрет., № 11, кл. 42с, 43.
- Кац М.Я., Баранов В.В. 19696. К методике точного разделения минералов по плотности. – Литол. и полезн. ископ., № 5.
- Кац М.Я., Беляева Л.В. 1962. Некоторые физико-химические константы тяжелых жидкостей, используемых при исследовании минералов. – Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3.
- Кац М.Я., Долгопольская Е.Ф. 1976. Анализ гетерогенности кварца в зернах методом ступенчатого изменения плотности жидкости. – Литол. и полезн. ископ., № 6.
- Кац М.Я., Каждан В.Е. 1967. Опыт использования плотности кварца для палеогеографических реконструкций (на примере меловых отложений Южной Прибалтики). – Литол. и полезн. ископ., № 2.
- Кац М.Я., Кац М.М. 1969. О динамике изменения статистических характеристик плотности терригенного кварца в процессе седиментации. – Литол. и полезн. ископ., № 4.
- Кац М.Я., Кац М.М., Рассказов А.А. 1971. Динамика изменения плотностных свойств кварца в процессе минералогического "выэревания" пород. – Труды ГИН АН СССР, вып. 221.
- Кац М.Я., Кац М.М. и др. 1975а. Экспериментальное исследование процесса "вызревания" кварцевого песка при разрушении. – В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., "Наука". Кац М.Я., Коссовская А.Г., Резников П.Ф.,
- Кац М.Я., Коссовская А.Г., Резников П.Ф., Баранов В.В. 1962. Конструкция электромагнитного изодинамического сепаратора и опыт разделения на нем минералов. – В кн.: Физические методы исследования осадочных пород и минералов. М., Изд-во АН СССР.
- Кац М.Я., Муравьев В.И. 1966. Плотность аутигенного кварца, ортоклаза и мусковита и их высокотемпературных модификаций. – В кн.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М., "Наука".
- Кац М.Я., Рассказов А.А. 1973. Широкая гравитационная градиентная трубка для сепарации минералов. – Литол. и полезн. ископ.,№ 6.

- Кац М.Я., Рассказов А.А., Михайлова Е.Ф. 1975б. Реперы плотности. – В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., "Наука".
- Кац М.Я., Резников П.Ф., Баранов В.В. 1962. Исследование электромагнитного изодинамического сепаратора минералов. – Изв. АН СССР. Сер. геол., № 7.
- Кац М.Я., Симанович И.М. 1974. Кварц кристаллических горных пород (минералогические особенности и плотностные свойства). – Труды ГИН АН СССР, вып. 259.
- Кац М.Я., Стадников А, Г., Голдин Л.Л., Баранов В.В. 1964 б. Метод расчета профиля полюсов однозонного изодинамического магнитного сепаратора. – Приборы и техн. экспер.,№ 3.
- Кац М.Я., Хворова И.В. 1970. Плотность кремнистых (кварцевых) пород и вопросы их типизации. – Литол. и полезн. ископ., № 3.
- Кац М.Я., Шутов В.Д. 1963. Удельный вес обломочных зерен кварца и его использование в качестве корреляционного признака песчаных пород. – Литол. и полезн. ископ., № 1.
- Кац М.Я., Шутов В.Д., и др. 1974. Факторы, определяющие "аномальные" эначения абсолютного возраста глауконита. – Докл. АН СССР, т. 219, № 1.
- Киршенбаум И. 1953. Тяжелая вода (Физические свойства и методы анализа). М., ИЛ.
- Кобранова В.Н. 1962. Физические свойства горных пород (Петрофизика). М., Гостоптехиздат.
- Козлова Г.М., Никитин К.К. 1968. Выделение биотита, лепидолита, мусковита, вермикулита для определения абсолютного возраста и других исследований. – В кн.: Акцессорные минералы изверженных пород. М., "Наука".
- Конев П.Н., Чалов Б.Я. 1972. Изучение обломочного кварца такатинской свиты Колво-Вишерского края для палеогеографических реконструкций. – Литол. и полезн. ископ.,№ 5.
- Конев П.Н., Чалов Б.Я., Щурубор Ю.В. 1975. Определение положения областей сноса по результатам изучения обломочного кварца. – Литол. и полезн. ископ., № 1.
- Константинов Б.П., Провоторов В.Н. 1970. Прибор для определения плотности твердых тел и жидкостей. Авторское свидетельство. – Бюл. изобрет., № 10, кл. 421, № 1/03.
- Копченова Е.В. 1951. Минералогический анализ шлихов. М., Гостеолтехиздат.
- Копченова Е.В. 1957. Методика минералогического анализа шлихов. – В кн.: Вопросы исследования шлихов. М., Госгеолтехиздат.
- Коссовская А.Г. 1962. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. – Труды ГИН АН СССР, вып. 63. Коссовская А.Г., Дриц В.А. 1971. Вопросы
- Коссовская А.Г., Дриц В.А. 1971. Вопросы кристаллохимической и генетической классификации слюдистых минералов осадочных пород. – Труды ГИН АН СССР, вып. 221.

- Коссовская А.Г., Шутов В.Д., Кац М.Я. 1962. О направлении методических работ в минералогии осадочных пород. – В кн.: Физические методы исследования осадочных пород и минералов. М., Изд-во АН СССР.
- Кравцов Я.М., Провоторов В.Н., Сарсадских Н.Н. 1960. Определение удельного веса минералов в единичных зернах. – Труды ВСЕГЕИ вып. 40.
- Лазаренко Е.К., Сребродольский Б.И. 1969. Мінералогія Поділля. Львів, Вид-во Львівськ, ун-ту.
- Лангер-Кузньярова М., Лазаренко Е.К., Феношина У.И. 1963. К минералогии ордовикского глауконита. – Мин. сб. Львовск. унта, № 17, вып. 2.
- Ландау Л.Д., Лившиц Е.М. 1954. Механика сплошных сред. М., Гостехиздат.
- Леммлейн Г.Г., Князев В.С. 1951. Опыт изучения обломочного кварца. – Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4.
- Лившиц Д.Й., Перунина Л.М. 1970. Методика определение пористости кристаллокерамических образцов LiF с помощью гравитационной градиентной трубки. — В кн.: Монокристаллы и техника, вып. 1. Харьков.
- Ляхович В.В. 1966. Рациональная методика извлечения акцессорных минералов из гранитондов. М., "Недра".
- Ляхович В.В. 1972а. О некоторых задачах в области обогащения. – В кн.: Электрофизические методы обработки редкометального сырья. М., ИМГРЭ.
- Ляхович В.В. 19726. Редкие элементы породообразующих минералов гранитоидов. М., "Недра".
- Методы исследования нуклеиновых кислот. 1970. М., "Мир".
- Милло Ж. 1969. Геология глин. М., "Недра".
- Митропольский А.К. 1971. Техника статистических вычислений. М., "Наука".
- Море Х. 1961. Градиентная колонка. Приборы для научн. исслед., № 10.
- Насидзе Г.И. 1966. К минералогии глауконитов Грузии. – Сообщ. АН ГрузССР, т. 44, вып. 2.
- Никитин К.К. 1968. Выделение ферромагнитных минералов на магнитном сепараторе с бегущим магнитным полем. – В кн.: Акцессорные минералы изверженных пород. М., "Наука".
- Никитин К.К., Козлова Г.М. 1963. Выделение полевых шпатов и кварца из изверженных пород с применением флотации. – В кн.: Кора выветривания, вып. 5. М., Изд-во АН СССР.
- Николаева И.В. 1971. Минералы группы глауконита и эволюция их химического состава. – В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, "Наука".
- Николаева И.В., Бородаевская З.В., Голубева Г.А. 1975. Кристаллохимические особенности минералов группы глауконита в решении вопросов палеогеографии, геохронологии и эволюции осадконакопления. — В кн.: Крисгаллохимия минералов и геологические проблемы. М., "Наука".
- Николаева И.В., Кляровский В.М. и др. 1969. Влияние эпитенетических процессов на

структурно-химические свойства и абсолютный возраст глауконита. – Докл. АН СССР, т. 186, № 2.

- Николаева И.В., Ковалева Л.Т., Сухаренко А.В. 1971. Эволюция химического состава и классификация минералов группы глауконита. – В кн.: Глауконит в сове ременных, нижнепалеозойских и докембрийских отложениях. М., "Наука".
- Пелсмекерс И., Амелинкс С. 1961. Простой прибор для сравнительных измерений плотности. Приборы для научн. исслед., № 7.
- Петерсон Э., Собер. 1963. В кн.: Аналитические методы белковой химии. М., ИЛ.
- Пиккат-Ордынская А.П., Котт А.Г. 1970. Методика: выделения мономинеральных и обогащенных фракций сульфидов из различных типов руд. М., ИМГРЭ.
- Пиккат-Ордынская А.П., Котт А.Г., Зеленко И.Г. 1970. Методика выделения некоторых породообразующих минералов из гранитоидов. М., ИМГРЭ.
- Полканов Ю.А., Кашкарев И.Ф. 1966. Физические свойства минералов титано-циркониевых песков и возможности их использования для решения некоторых генетических вопросов. – В кн.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М., "Наука".
- Прибор для прецезионного экспрессного определения плотности твердых тел и жидкостей в малых количествах. 1962 [Физ.техн. ин-т АН СССР]. В каталоге ВДНХ СССР. М.
- Разумная Е.Г., Ершова К.С. 1969. Методы сепарации и их применение в минералогической практике. – В кн.: Современные методы минералогического исследования. М., "Недра".
- Рожкова Е.В., Горбатов Г.А. и др. 1963. Новый методологический подход к изучению типоморфных особенностей минералов на примере берилла. – Мин. сырые, вып. 7.
- Рожкова Е.В., Горбатов Г.А. 1966. К вопросу о типоморфизме минералов. – В кн.: Физические методы исследования минералов осадочных пород. М., "Наука".
- Рожкова Е.В., Ершова К.С., Щербак О.В. 1964. Новые приборы для диэлектрической сепарации минералов. – Мин. сырье, вып. 4.
- Рубинштейн М.М. 1967. Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. – Труды Геол. ин-та АН ГрузССР. Нов. сер., вып. 11.
- Сепаратор минералов изодинамический для разделения смесн минералов на мономинеральные или обогащенные фракции. 1967. Авторское свидетельство № 160999. В каталоге геофизической аппаратуры ВДНХ СССР. М., "Недра".
- Симанович И.М. 1976. Определение первичных источников сноса по обломочному кварцу. – Литол. и полезн. ископ., № 3.
- Симанович И.М., Ивенсен Г.В. 1972. О включениях минералов и минералообразующей среды в обломочном кварце. – Литол. и полезн. ископ., № 5.

- Смирнова Н.А., Торопин С.И. 1967. Определение плотности твердых тел. Измерит. техн., № 4.
- Справочник конструктора оптико-механических приборов. 1968. М., "Машиностроение".
- Справочник физических констант горных пород. 1969. М., "Мир".
- Тезисы докладов Методического симпознума по абсолютной геохронологии. М., 1972.
- Тенфорд Ч. 1965. Физическая химия полимеров. М., "Химия".
- Термоградиентный прибор для определения плотности минералов. ВСЕГЕИ, 1970 [Авторское свидетельство № 163977]. В каталоге геофизической аппаратуры ВДНХ СССР. М., "Недра".
- СССР. М., "Недра". *Трёгер В.В.* 1958. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М., Госгеолтехиздат.
- Фекличев В.Г. 1975. Диагностика минералов. М., "Наука".
- Феношина У.И. 1961. Глаукониты из нижнетортонских отложений курорта Любень Великий. – В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 6. Львов, Изд-во Львовск. ун-та.
- Физический практикум. 1962. М., Физматгиз.
- Франк-Каменецкий В.А. 1964. Природа структурных примесей и включений в минералах. Л., Изд-во ЛГУ.
- Херманс Дж., Энде Х. 1966. Центрифугирование в градиенте плотности. – В кн.: Новейшие методы исследования полимеров. М., "Мир". Цветков В.Н., Эскин В.Е., Френкель С.Я.
- Цветков В.Н., Эскин В.Е., Френкель С.Я. 1964. Структура макромолекул в растворах. М., "Наука".
- Цветное оптическое стекло. Каталог. М., Внешторгиздат.
- Чуева М.Н. 1954. Практическое руководство по разделению минералов в тяжелых жидкостях и солях. М., Гостехгеолиздат.
- Чухров Ф.В. 1971. Проблема однородности и неоднородности минералов. – В кн.: Вопросы однородности и неоднородности минералов. М., "Наука".
- Шатейнштейн А.И., Яковлева Е.А. и др. 1957. Изотопный анализ воды. М., Изд-во АН СССР.
 - Шепелева К.А., Берлинский А.И., Искра И.Ф. 1968. Методика выделения фракций некоторых минералов из горных пород. М., ЦНИГРИ.
 - Шепелева К.А., Берлинский А.И., Зулина Н.М. 1970. Методика выделения мономинеральных фракций из кимберлитовых пород. М., ЦНИГРИ.
 - Шульженко А.А. 1969. Зависимость прочности алмазов от включений. – Синтетические алмазы, № 6.
 - Шутов В.Д. 1965. Обзор и анализ минералогических классификаций песчаных пород. – Литол. и полези. ископ., № 1.
 - Шутов В.Д. 1967. Классификация песчаников. – Литол. и полезн. ископ., № 5.
 - Шутов В.Д., Кац М.Я. и др. 1975. Кристаллохимия глауконита как индикатор фациальных условий его образования и пост-

седиментационного изменения. – В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., "Наука".

- Шутов В.Д., Коссовская А.Г., и др. 1972. Граувакки. – Труды ГИН АН СССР, вып. 238.
- Шербак О.В., Карюкина В.Н. и др. 1969. Удельный вес минералов и методы его определения. – В кн.: Современные методы минералогического исследования. М., "Недра".
- Alexander P., Block R.J. 1960. Analytical methods of protein chemistry, vol. 1. The separation and isolation of proteins. N.Y., Pergamon Press.
- Bentor J. K., Kasper M. 1965. Notes on the mineralogy and origin of glauconite. – J. Sediment. Petrol., vol. 35, N 1.
- Blatt H. 1961. Original characteristics of clastic quartz grains. - J. Sediment. Petrol., vol. 37, N 2.
- Blatt H., Christie J.M. 1963. Undulatory extinction in quartz of igneous and metamorphic rocks and its significance in provenance studies of sedimentary rocks. - J. Sediment. Petrol., vol. 33, N 3.
- Bowman A. 1967. High-precise determination of density by hydrostatic weighting. – J. Res. Nat. Bur. Standards, 7/c.
- Burst J. 1958. Mineral heterogeneity in glauconite pellets – Amer. Mineralogist, vol. 43. N 5/6.
- Connoly J.R. 1965. The occurrence of polycristallinity and undulatory extinction in quartz in sandstones. - J. Sediment. Petrol., vol. 35, N 1.
- Doullet P., Odin G.S. 1968. Etude chimique et mineralogique de grains de glauconite provenant des formation cretacees et tertiaires du rassian de Paris. - I Bull. Groupe franç, argiles, vol. 20.
- European symposium of zonal centrifugation in denstiy gradient. Spectra, 1972. 2000 N 4. Electronucleonics. Paris, Ed. Cite Nouvelle.
- Flinter B.H. 1959. The magnetic separation of some alluvial minerals in Malaya. – Amer. Muneralogist, vol. 44, N 7-8.
- Folk R.L. 1954. The distinction between grain seize and mineral composition in sedimentary rock nomenclature, -J. Geol., vol. 62, N 4.
- Foster M. D. 1969. Studies of celadonite and glauconite. – Geol. Surv. Profess. Paper, N 14-F.
- Hendricks S. B., Ross C.S. 1941. Chemical composition and genesis of glauconite. – Amer. Mineralogist., vol. 26, N 12.
- Henry W.G., Rogers J.L. 1960. The magnetic susceptibilities of some diamagnetic alloys. – Canad. J. Phys., vol. 38.
- Hidt A., Johansen G. e.a. 1954. Exchange of deuterium and 0¹⁸ between water and other substances. – Comp. rend. trav. Lab. Carlsberg. Sér. chim.; vol. 29, N 9.
- Hower J. 1961. Some factors concerning the nature and origin of glauconite. – Amer. Mineralogist, vol. 46,N 3/4.
- Hurley P.M., Cormiez K.F. e.a. 1960. Reliability of glauconite for age measurement by K-Ar and Rb-Sr methods. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, vol. 44, N 11.
- Ishard P. 1957. Emploi du Franz isodynamic separator pour la separation magnetique des

concentes. -Centre geol., Notes et trav., N 1.

- Katz M. Ya 1967. Some prospects of mineral and rock investigation in a gravitation field by new methods. - Abstract VII Intern Sediment. Cong. Great Britan.
- Katz M. Ya. 1970. Minerals studies in the gravitation-gradient field. 1. The method. - Sedimentol., vol. 15, N 1-2.
- Katz M.Ya., Katz M.M., Rasskazov A.A. 1970. Mineral studies in the gravitation-gradient field. 2. Changes of quarts sand density due to natural and experimental "maturation". -Sedimentol., vol. 15, N 1-2.
- Oster G. 1965. Density grandients. Scient. Amer., vol. 213, N 2. Oster G., Yamamoto M. 1963. Density gradient
- techniques. Chem. Rev., vol. 63, N 3.
- Payne N., Stephenson C.E. 1964. Measuring the density of polyolefins eigh on improved gradient column. - Mater. Res. Standards, Philadelphia, vol. 4, N 1.
- Pohl H.A. 1960, Nonuniform electric fields. -Scient. Amer., N 12.
- Shutov V.D., Drits V.A., Sakharov B.A. 1969. On the mechanism of postsedimentary tramsformation of montmorillonite into hidromica. - Proc. Imtern. Clay Conf., vol. l. Tokyo.

- Shutov V.D., Katz M.Ya. e.a. 1972. Crystallochemical heterogeneity of glauconite as depending on the conditions of its formation and postsedimentary change. - Proc. Intern. Clay Conf. Madrid.
- Smale D. 1968. Modal analyses of rocks by density gradient columns and point couting. -Austra] Mineral Devel. Labor. Bull. № 6.
- Smale D. 1970. Density-gradiert columns, with special reference to their application to modal analysis. - Mineral. Sci. and Engen, vol. 2. N 2.
- Smulikowski K. 1954. The problem of glauconite. – Arch, mineralog., vol. 18.
- Spaepen S. 1959. Precise density measurements of dense solids by combination of float method with hydrostatic weighting. - Rev. Scient. Instrum., vol. 30, N 3.
- Tille R., Kirkpatrick W. 1955. Untersuchngen über die Magnetscheidung von Erzen. Intern. Kongr. 8-11. Mai, Goslar. - Z. Erzbergbau und Metallhüttenwesen, Bd, 8. Beih.
- Trueb L.F., Wys E.C. 1969. Carbonado natural polycristalline diamond. - Science, vol. 165.
- Zumpe H.H. 1971. Microstructure in cenomanian glauconite from Isle of Wight. - Mineral. Mag., vol. 38.

оглавление

Предисловие	3
Глава первая Гетерогенность минералов, новый подход к их исследованию	6
Глава вторая	16
Приборы и техника эксперимента	10
Приборы для получения градиента плотности жидкости	-
Краткий литературный обзор	
Гравитационные градиентные трубки	18
Колонки жидкости со ступенчатым изменением плотности	30
Реперы плотности	36
Конструкции реперов плотности	_
Калибровка реперов плотности	38
Комплектность реперов плотности	39
Техника эксперимента	40
Определение плотностной гетерогенности минералов	41
Погрешности измерений	49
Электромагнитный изодинамический сепаратор минералов СИМ-1	54
О представительности исследуемых минералов для породы	56
Глава третья	
Решение задач литологии и генетической минералогии путем количественного анализа гетерогенности минералов	59
Типоморфные особенности кварца кристаллических горных пород (по плотностным	
свойствам и включениям)	_
Статистический анализ плотностных свойств кварца	_
Статистический анализ содержаний включений в зернах кварца разной плотности.	77
Типоморфные особенности кварца	85
Эволюция плотностных свойств кварца в процессе его разрушения и минерало-	
ГИЧЕСКОГО ВЫЗДЕВАНИЯ	94
Механизм простейших актов разрушения кваршевого песка	-
Математическое и экспериментальное молелирование процесса вызревания квар-	
	104
Использование плотностных свойств квария для папеогеографических реконструк-	
пий и физические основы метопа	111
Некоторые закономерности изменения гетерогенчости квария констанциеских по-	
покоторие закономерности изменения гетерогенности кварца кристарии соких но-	119
Гетевогенность глобударного глауконита в зависимости от усповий его формиро-	
	124
	124
Спределение к-и возраста древних толщ по глауковиту или опотиту с учетом их го	130
Гетерогенность синтетических алмазных агрегатов с микроструктурой карбонадо	135
Заключение	138
Объяснение к таблицам	141
-	
Литература	149

CONTENTS

Foreword	3
Chapter one Heterogeneity of minerals; a new approach to their study	6
Chapter two Devices and technique of the experiment	16
Devices for establishing the fluid density changes	

Short bibliographic review	16 18
Columns with stepped fluid density changes.	30
Density repers. Constructions of density repers. Calibration of density repers.	36 38 20
Technique of the experiment	40 41 49 54 56
Chapter three Solution of some lithological and genetic-mineralogical problems through quantity analysis of mineral heterogeneity	59
ties and inclusions)	- 77 85
Evolution of density characteristics of quartz in the process of its destruction and minera- logic "maturation"	94 -
Use of the quartz density properties for the paleogeographic reconstructions. Physical basis of the method.	111
formation into quartz of sedimentary rock	119
tsedimentary changes	124
their heterogeneity	130 135
Conclusion	138
Explanations to the plates	141
Bibliography	149

Монсей Яковлевич Кац

АНАЛИЗ ГЕТЕРОГЕННОСТИ МИНЕРАЛОВ

Утверждено к печати ордена Трудового Красного Знамени Геологическим институтом

Редактор К.М. Федотьев. Редактор издательства Т.Б. Грицина Обложка художника В.С. Артемьева. Художественный редактор И.К. Капралова Технический редактор Н.М. Бурова

Подписано к печати 28/IX-77 г. Т-12793. Усл.печ.л. 13,7 + вкл.0,4. Уч.изд.л. 15,2 Формат 70 х 1081/16. Бумага офсетная № 1. Тираж 900 экз. Тип. зак. 573. Цена 1р. 50 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485, Москва, В - 485, Профсоюзная ул., 94⁸ 1-я типография издательства "Наука". 199034, Ленинград, В - 34, 9-я линия, 12