

Ю. П. МИРОНОВ

ТЕОРЕТИКО-МНОЖЕСТВЕННЫЕ
МОДЕЛИ ГРАНИТОИДОВ



ИЗДАТЕЛЬСТВО •НАУКА•

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

Ю. П. МИРОНОВ

ТЕОРЕТИКО-МНОЖЕСТВЕННЫЕ МОДЕЛИ ГРАНИТОИДОВ

(Восточное Забайкалье)

552.32

1634



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1975



В монографии изложена методика представления плутонических пород в виде множеств минеральных ассоциаций (парагенезисов) и дается конкретный материал относительно полихронности (неодновременности) мезозойских гранитоидов Восточного Забайкалья. Приводится сравнение и анализ множеств минеральных ассоциаций (пород) с использованием аппарата теории множеств, аналитической лингвистики и теории графов. Дифференцированный подход к изучению пород позволил картировать не породы, а отдельные минеральные ассоциации. В общем виде получены геологические карты с пересекающимися геологическими границами, кроме того, картировались абстрактные параметры пород. Геолого-петрографический и математический подходы взаимно дополняют друг друга и позволяют подтвердить ряд уже известных и выделить некоторые новые геологические структуры эпохи тектоно-магматической активизации.

Ответственный редактор

доктор геол.-мин. наук Н.Г. Шмидт

ВВЕДЕНИЕ

Занимаясь вопросами петрографии, мы пришли к выводу, что расчленение мезозойских плутонических пород Восточного Забайкалья на комплексы в соответствии с обычной методикой классификации формаций сейчас недостаточно. Формационный анализ гранитоидов Восточного Забайкалья позволил фиксировать северо-восточные структуры земной коры собственно геосинклинального этапа развития Забайкалья. В мезозое территория Забайкалья подверглась тектоно-магматической активизации. Эта эпоха оказалась наиболее продуктивной в отношении оруденения. В этап мезозойской активизации сформировались новые геологические структуры, в частности сквозные структуры поперечного плана по отношению к северо-восточным структурам Забайкалья. Именно эти структуры слабо проявляются при формационном анализе мезозойских гранитоидов.

Применение новых методов тектонического анализа привело к поискам новых методов петрографического районирования территории. Эти методы привели к выводу о том, что большие массивы мезозойских гранитоидов Восточного Забайкалья сформированы путем замещения. Этот вывод в свою очередь обусловил появление концепции многоактного происхождения гранитоидов. В генетическом отношении многоактность интерпретируется как полихронность, т.е. в общем виде гранитоиды Восточного Забайкалья — это множество разновозрастных минеральных ассоциаций. Представление породы в виде множества элементарных единиц привело к попыткам формализовать ряд петрографических понятий. При этом использовались некоторые новые для геологии методики, в частности аналитическая лингвистика, алгебра множеств, теория графов. Применяя аппарат этих разделов математики, на основе множественных моделей, созданных геологическими методами, удастся построить ряд теоретико-множественных моделей пород. Последние используются в методическом отношении при расширении понятийной базы геологии за счет понятийной базы математики, а также на практике при картировании отдельных массивов и при анализе отдельных структур, важных в металлогеническом отношении.

Необходимо отметить, что применяемая методика формализации геолого-петрографических данных может быть использована при изучении любых последовательностей событий. Мы изучали последовательности петрографических событий, взяв в качестве элементарной единицы минеральную ассоциацию. Эти элементарные единицы аналогичны буквам алфавита естественного языка. Последовательностям букв или словам естественного языка соответствуют породы, языку — множество пород. Так мы получаем петрографический язык.

Та же методика приемлема при анализе стратифицированных толщ, если в качестве алфавита взять разновидности слоев. Тогда конкретная последовательность слоев в обнажении будет представлять слово, а множество обнажений — стратиграфический язык.

Методика теоретико-множественного изучения последовательностей событий интересна и для рудников. В этом случае в качестве алфавита берутся генерации рудных минералов.

При рассмотрении общих вопросов геологии тоже можно использовать предлагаемую методику. Легенда геологической карты — алфавит, а последовательности событий в каждом конкретном участке — слова. Множество слов представляет геологический язык.

В соответствии с поставленными задачами работа состоит из двух частей.

В части I разбираются вопросы множественного представления породы. Эта часть, с одной стороны, служит эмпирическим материалом, на базе которого строятся теоретико-множественные модели пород, а с другой стороны, имеет самостоятельное петрографическое значение, ибо в ней приводятся доказательства неодновременности пород. Генетические построения не участвуют в создании теоретико-множественной модели породы.

Часть II работы посвящена теоретико-множественным моделям пород.

Понятие "модель" имеет огромное количество значений. Чтобы избежать многозначности, мы используем математическую экспликацию этого термина.

В математике моделью называется кортеж

$$(M; R_1, \dots, R_m),$$

где M — некоторое множество, R_1, \dots, R_m — отношения на этом множестве. Используя это определение, можно строго определить понятия "множественная модель" и "теоретико-множественная модель". Множественной моделью мы называем кортеж

$$(M, >),$$

где M — множество минеральных ассоциаций, $>$ — отношение по-

рядка. Иначе говоря, каждая порода представляется в виде частично упорядоченного множества минеральных ассоциаций.

Теоретико-множественной моделью мы называем кортеж

$$(M; >, R_2, \dots, R_m),$$

где M — множество минеральных ассоциаций, $>$ — отношение порядка, R_2, \dots, R_m — теоретико-множественные операции.

Таким образом, при множественном моделировании мы представляем породы в виде множеств, а при теоретико-множественном моделировании проводим сравнительное изучение множественных моделей с использованием каких-либо отношений R_2, \dots, R_m теории множеств.

НЕКОТОРЫЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ
СТРОЕНИИ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Материалы относительно геологии Забайкалья изложены в огромном количестве работ. Поэтому мы не ставили перед собой задачу дать общую картину геологического строения Забайкалья, а решили изложить лишь самые новые материалы, причем такие, которые необходимы для понимания вопросов, излагаемых в книге.

Из всех этих вопросов главными являются концепция сводового строения Забайкалья (Томсон, Кочнева, 1969) и выделение так называемых поперечных, или сквозных, рудоконцентрирующих структур (Томсон, 1971). По мнению перечисленных авторов, своды есть результат разуплотнения вещества при гранитизации коры, т.е. являются коровыми структурами, а сквозные структуры имеют мантийное заложение. Такая генетическая самостоятельность двух типов структур эпохи активизации не позволяет построить единую систему структур, такую, чтобы каждый из этих видов был частным случаем общего. Нам, кажется, удалось найти такое общее положение, которое может выступать в роли тектонической аксиомы. Причем этим общим положением оказалось строение или симметрия магнитного поля Земли.

На фиг. 1 приведена схема геологического строения Забайкалья, на которой нет ни одного произвольно проведенного геологического контакта, т.е. все структурные линии имеют буквально математический характер. Всего выделяются пять типов таких линий. Обратимся к схеме, изображенной в нижнем правом углу на фиг. 1. На ней круг отражает симметрию земного шара. Шаровая симметрия Земли неизбежно должна отражаться в структурах, поэтому окружности будем рассматривать в качестве первого типа структурных линий и обозначать через s .

Земля обладает магнитным полем, ось которого наклонена к оси Земли под углом $11,5^\circ$ (на фиг. 1 магнитная ось расположена вертикально). Силовые линии магнитного поля имеют вид эллипсов разного размера и сходятся в точке центра Земли. Отклонение магнитных полюсов от истинных на $11,5^\circ$ (примерно на 12°), по-видимому, имеет серьезные геологические следствия. Рассматривая морфоструктуру Земли, мы обнаружили существование шага, кратного 6° , т.е. существуют, например, структуры размером в $72, 36, 18, 6^\circ$. Кроме этого, имеются структуры размером в 3 и $1,5^\circ$ (6 и 3° , соответственно разделенные пополам). Цифра 6° пред-

ставляет половину от смещения на 12° оси магнитного поля Земли, поэтому можно думать, что этот шаг связан с влиянием магнитного поля на геологические структуры. Эллипсоидальная форма магнитных силовых линий представляет второй элемент симметрии структур. Назовем подобные структурные линии линиями однородности (одинаковое значение вектора магнитной индукции при движении вдоль силовой линии) и обозначим через m . Магнитное поле существует в каждой точке Земли, поэтому можно ожидать проявления его симметрии в каждой точке. На фиг. 1 изображена одна из силовых линий магнитного поля. Следует учитывать, что имеется система таких линий.

Проведем нормали к силовым линиям магнитного поля. В результате получим систему субмеридиональных восьмерок. Данные структурные линии обозначим через p_1 и назовем линиями неоднородности. Такое название p_1 -линий связано с тем, что они отражают характер обязательной неоднородности силового поля.

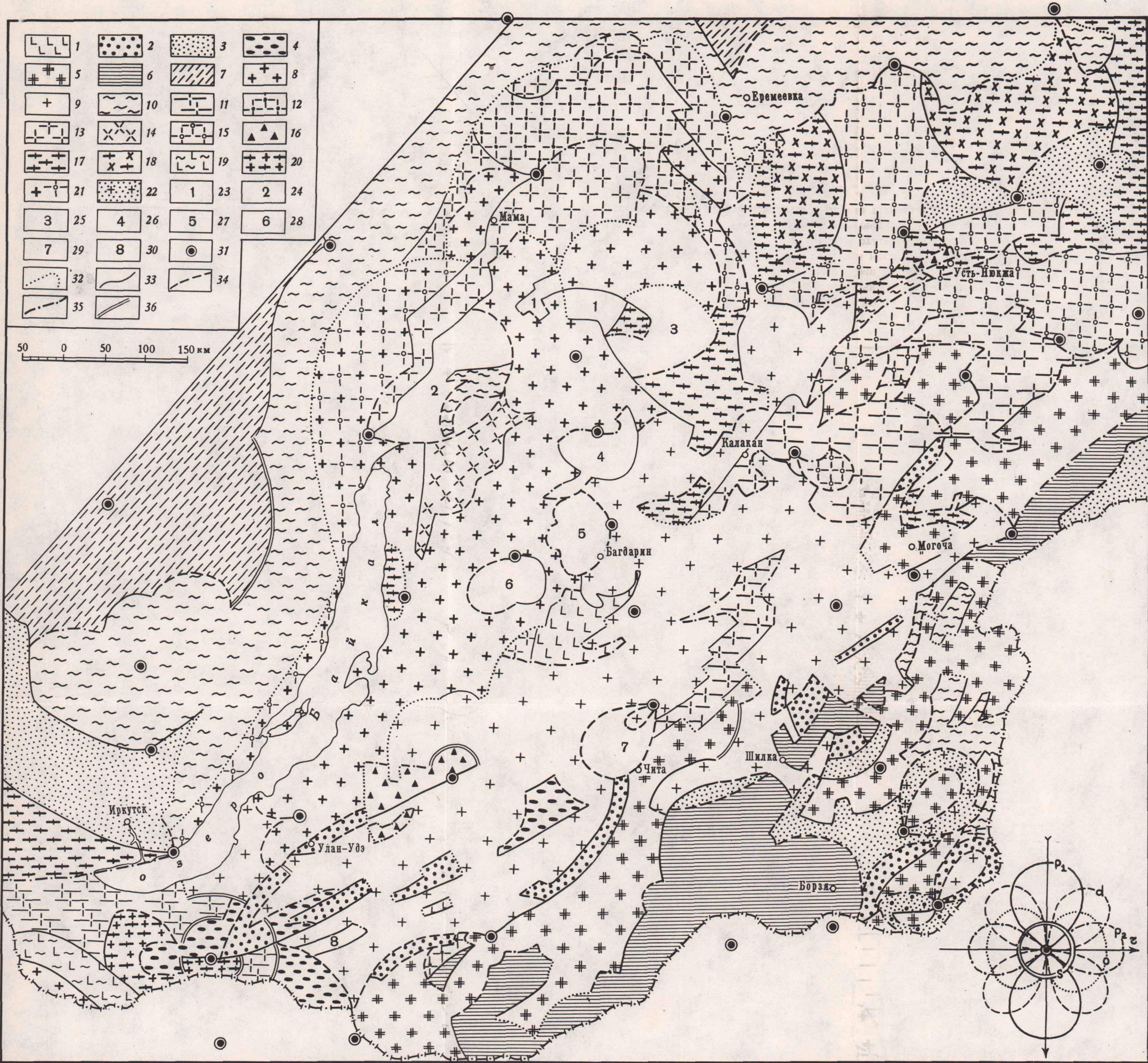
Термины "однородность" и "неоднородность" не противоречат общему характеру строения Земли. Действительно, Земля неоднородна в меридиональном направлении, так как в северном полушарии находится 70% суши, и однородна в широтном направлении. Соответственно этому осевые линии эллипсов однородности вытянуты в субширотном направлении, а осевые линии восьмерок неоднородности вытянуты в меридиональном направлении.

Через точки пересечения соответствующих линий однородности m и линий неоднородности p_1 проведем еще одну систему линий, которые назовем линиями равновесия и обозначим через d . Линии d отражают равновесное состояние между однородностью и неоднородностью. В структурах Земли осевым линиям d -фигуры соответствуют диагональные направления (северо-западное и северо-восточное). В математике свойством равновесия между неоднородностью и однородностью обладают множества, наделенные так называемой топологической структурой, поэтому d -линии можно также называть топологическими.

Нормали к серии d -линий дадут еще одну систему линий, которые отражают неравновесность или антитопологические свойства объектов. Обозначим эти линии через p_2 и будем называть неравновесными или антитопологическими.

Система линий s , m , p_1 , d и p_2 , как система структурных линий, вполне реальна в геологическом отношении. Так, все контакты приведенной геологической карты представляют один из вариантов этих линий, проведенных из серии эмпирически выявленных центров. Эти центры расположены по сетке с шагом примерно в 3° . Некоторые из них имеют шаг в $1,5^{\circ}$. При удвоении значений этих шагов получается цифра 12° , т.е. выявленный шаг согласуется с отклонением магнитной оси от оси Земли. Каждый центр выполняет роль единичного заряда, в общем они расположены сериями в субширотном и в субмеридиональном направлениях, отражая общую однородность и неоднородность Земли.

Наибольшее значение для геологии Забайкалья имеют две структурные линии центров симметрии магнитных фигур и один центр, — находящийся в точке с координатами 57° с.ш. и 96° в.д. близ Красноярска. Из этой точки в основном описывается конфигурация Сибирской платформы. По отношению к ней осевая линия оз. Байкал представляет m -линию, т.е. Байкал расположен в соответствии с силовыми линиями поля магнита с центром близ г. Красноярска. В общих чертах структурный план Забайкалья тоже определяется этими линиями. Кроме того, устанавливаются две субмеридиональные линии, играющие важную роль в строении Забайкалья. Первая из них проходит близ Иркутска в районе 105 -го меридиана. По Байкальской линии происходит резкая смена общего структурного плана регионов с северо-восточного на северо-западное направление. Именно эта линия в общем определяет конфигурацию Иркутского "амфитеатра" и юга Сибирской платформы. Вторая линия примерно совпадает с 117 -м меридианом и определяет структуру Восточного Забайкалья. На севере по этой линии осадочные породы кембрия и ордовика от края Сибирской платформы проникают к югу на 200 км, достигая широты 58° . При этом архейский выступ севера Забайкалья имеет конфигурацию линий однородности, т.е. подчиняется силовым линиям магнитного поля. Далее к югу система p_2 -линий из точки близ с. Калакан фактически определяет структуру восточной части территории. Следующая к югу точка по линии 117 -го меридиана находится в районе междуречья Нерчуган — Урюм. Ее влияние ощущается очень далеко. Так, к югу от точки находится впадина, сложенная осадочными породами силура, юры и мела, контуры которой точно соответствуют p_1 -линии (южная ветвь p_1 -структуры). Серия d -линий разделяет южную часть p_1 -структуры на ряд секторов. Одним из них является Оловская впадина, другим — Шадоронская. В качестве радиального сектора выступает блок Боршевочного плутона. Южнее p_1 -линии определяют конфигурацию зоны развития среднепалеозойских гранитоидов и северный контур Алгачинского прогиба. Его восточный контур определяется d -линиями, принадлежащими точке близ с. Пури. Здесь наиболее четко проявилась северо-восточная часть d -структуры. Последняя фиксируется цепочкой мелких впадин юрского возраста и гранитоидных массивов (Шахтаминский, Быстринский, Запокровский, Каргантуйский, Боямшинский, Далбыркейский). В пределах этой же цепочки массивов находится Пуринский массив. Северо-восточная часть d -структуры с центром в Пури будет не раз упоминаться далее в связи с изложением материалов, касающихся гранитоидов Восточного Забайкалья. В общем конфигурация данной d -структуры довольно отчетливо проявлена в контурах геологических образований Восточного Забайкалья. Ранее она была выделена И.Н. Томсоном и Н.Т. Кочневой в качестве мегасвода Восточного Забайкалья (имеются в виду все четыре ветви d -структуры). Сознвая, что Пуринская d -структура по отношению ко всему Восточному Забайкалью имеет частный характер, мы все-таки оставим за ней наименование ме-



Фиг.1. Схема геологического строения Забайкалья

1 - четвертичные базальтоиды; 2 - осадочные породы верхнеюрских - нижнемеловых депрессий; 3 - осадочные породы юрского возраста; 4 - осадочные породы триасового возраста; 5 - среднепалеозойские гранитоиды; 6 - палеозойские осадочные породы; 7 - осадочные породы ордовика; 8 - гранитоиды протерозойского и нижнепалеозойского возраста; 9 - гранитоиды нижнепалеозойского возраста; 10 - осадочно-метаморфические породы кембрийского возраста; 11 - нерасчлененные метаморфические толщи протерозойского возраста; 12 - метаморфические породы и гранитоиды верхнепротерозойского возраста; 13 - метаморфические породы и гранитоиды среднего этапа верхнего протерозоя; 14 - метаморфические породы и гранитоиды среднего протерозоя и низов верхнего протерозоя; 15 - метаморфические породы и гранитоиды нижнего протерозоя; 16 - щелочные гранитоиды нижнепротерозойского возраста; 17 - архейские метаморфические породы; 18 - поле развития архейских метаморфических пород и гранитоидов; 19 - поле развития кембрийских осадочных пород с участками четвертичных базальтоидов; 20 - поле развития архейских метаморфических пород и кембрийских гранитоидов; 21 - участки развития нижнепротерозойских метаморфических пород, а также протерозойских и нижнекембрийских гранитоидов; 22 - зона развития мезозойских и палеозойских гранитоидов, а также впадин осадочных пород юрского возраста; 23 - участок мелкоблокового (в данном масштабе) строения, сложенный осадочными породами, гранитоидами и сиенитами кембрия, нижнепротерозойскими и верхнепротерозойскими метаморфическими поро-

дами, а также габбро протерозойского возраста; 24 - участок мелкоблокового строения, сложенный осадочными породами и щелочными гранитоидами кембрия, метаморфическими породами нижнего и верхнего протерозоя, а также гранитоидами нерасчлененного протерозоя, нижнего и верхнего протерозоя; 25 - отложения нерасчлененного кембрия и нижнего кембрия, метаморфические породы нижнего протерозоя, габбро, гранодиориты и другие гранитоиды нижнего протерозоя, а также диориты протерозойского возраста; 26 - метаморфические и гранитоидные породы верхнего протерозоя, осадочные породы кембрия и гранитоиды нижнего палеозоя; 27 - участок мелкоблокового строения, сложенный метаморфическими породами нижнего протерозоя, нерасчлененного верхнего протерозоя и низов верхнего протерозоя, осадочными породами кембрия и гранитоидами верхнепротерозойского и нижнепалеозойского возраста; 28 - участок мелкоблокового строения, сложенный метаморфическими породами нерасчлененного нижнего протерозоя, средних этапов верхнего протерозоя, осадочными породами кембрия, юры и мела, а также гранитоидами верхнего протерозоя; 29 - участок мелкоблокового строения, сложенный осадочными породами кембрия, верхней юры и нижнего мела, а также гранитоидами нижнепалеозойского возраста; 30 - участок мелкоблокового строения, сложенный осадочными породами триаса, юры, верхней юры - нижнего мела, четвертичными базальтоидами, а также гранитоидами среднепалеозойского - нижнемезозойского возраста; 31 - центры структур; 32 - линии однородности (m); 33 - линии неоднородности (p_1); 34 - линии равновесия (d); 35 - линии неравновесия (p_2); 36 - круговые линии (s)

гасвода Восточного Забайкалья, чтобы не создавать терминологической путаницы. Дальнейшие наши исследования касаются именно этой d -структуры, т.е. мегасвода Восточного Забайкалья.

В Приаргунье расположена еще одна d -структура, в которой хорошо проявлена северо-восточная ветвь. Здесь точно по d -линиям проходят контуры верхнеюрских - нижнемеловых впадин. В центре северо-восточной ветви d -структуры находится Куйтунская палеокальдера. Серьезное значение для геологии Восточного Забайкалья имеет также точка, расположенная в Северной Монголии (южнее Агинской плиты). Здесь проявлены северная ветвь p_1 -структуры и северо-восточная ветвь d -структуры. В общем Агинская плита представляет p_1, d -структуру.

Таким образом; симметрия магнитной фигуры Земли (s, m, p_1, d, p_2 -структуры) может служить основой для ряда тектонических построений. В частности, именно конфигурация ветвей этих типов структур определяет морфологию сводов и прогибов. При этом s -структуры, m -структуры, p_1 -структуры, d -структуры и p_2 -структуры представляют элементарные единицы тектонического анализа, из которых можно строить более сложные понятия. Так, например, прогиб в районе г. Шилка является простой p_1 -структурой, а Агинская плита - сложной p_1, d -структурой. Эти структуры в основном определяются функционированием одного центра. Такие образования можно рассматривать в качестве одномерных геологических структур. Кроме того, существуют многомерные геологические структуры, определяемые несколькими центрами. К ним, в частности, относится Алгачинский прогиб, контуры которого определяются по крайней мере четырьмя точками. В дальнейшем вопрос о сложных тектонических структурах будет разбираться на другом материале.

Выделенная И.Н.Томсоном, а также Н.А.Фогельман (1965) Кличкинско-Дарасунская поперечная структура северо-западного простирания в предлагаемой системе является диагонально квадрата с вершинами в районах р. Урюм, г. Читы (150 км к северу), Северной Монголии и с. Пури. В структурном отношении данная линия есть топологическое (диагональное) направление Земли, отвечающее осевым линиям d -структур.

Отсюда следует, что все структурные направления Земли, хорошо выраженные в геологическом отношении, при рассмотрении симметрии магнитной фигуры Земли представляют единую систему. При этом субмеридиональные направления соответствуют осям p_1 -структур, субширотные - осям m -структур и p_2 -структур (у различных структур разная конфигурация), северо-восточные и северо-западные - осям d -структур, а криволинейные структуры непосредственно определяются линиями s, m, p_1, d, p_2 . В таком варианте в дальнейшем структурный анализ вполне может быть формализован, ибо все выделенные линии выводятся как следствия всего лишь одной линии, отражающей шаровую форму Земли. Выражаясь более строго, следует говорить о линиях однородности как о первоначальной аксиоме.

ДАННЫЕ О МНОГОАКТНОСТИ ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОРОД

В своей работе мы исходили из того, что наиболее общее свойство пород должно являться наиболее общим принципом их классификации, т.е. являться первой таксономической единицей. При любых изменениях в породе формируется новая минеральная ассоциация, поэтому в общем породе можно представить как множество минеральных ассоциаций. В каком-то частном случае это множество может состоять из одной минеральной ассоциации. Поэтому используемая система не отвергает ни одну из предыдущих систем, а включает их.

При этом мы применяем эмпирический, а не генетический подход. Главным является поиск каких-либо геологических реперов, разделяющих во времени минеральные ассоциации. Такими реперами могут служить этапы динамометаморфизма, пластических деформаций вещества, реликтовые дайки и т.д. С генетической точки зрения изученный материал можно оценивать двояко. Во-первых, можно считать, что каждая выделенная минеральная ассоциация представляет генерацию, возникшую при кристаллизации единой порции расплава. Такая точка зрения доминирует в настоящее время. Во-вторых, каждую минеральную ассоциацию можно рассматривать в качестве генетически самостоятельного образования, тогда многоактность пород генетически выражает их полихронность. При таком подходе каждая порода не может иметь какого-либо определенного возраста, а лишь возрастные пределы формирования. Так, например, возможны гранитоиды девонско-юрского или пермо-триасового возраста, если их первые минеральные ассоциации сформировались соответственно в девоне и перми, а последние — в юре и триасе путем замещения первых.

Мы являемся сторонниками второй точки зрения (Миронов, 1971). Однако представление о генезисе пород не влияет коренным образом на выводы. Сейчас важнее не столько решить вопрос о генезисе пород, сколько представить породу в виде множества, чтобы потом изучать и классифицировать эти множества математическими средствами. Ниже приведены данные для ряда массивов гранитоидных пород Восточного Забайкалья.

Акатуевский массив

Массив расположен в пределах Газимурского синклинария, характеризующегося широким развитием осадочных пород. Из стратифицированных образований наиболее древними являются метаморфизованные и интенсивно дислоцированные нижнепалеозойские (?) кварциты, ороговикованные песчаники, сланцы. На них с резким углом несогласия залегают предположительно средне-верхнепалеозойские роговики, образовавшиеся по песчаникам. Разрез мезозойских толщ начинается с отложений акатуевской свиты песчаников

с прослоями и базальным горизонтом конгломератов. Выше залегает почти аналогичная по составу бохтинская свита, которая перекрывается конгломератами и песчаниками верхнегазимульской свиты. Стратифицированный разрез в районе Акатуевского массива венчается вулканогенными породами, представленными порфиритами и их туфами, дацитами, санидиновыми порфирами.

Массив имеет неоднородное внутреннее строение. В основном он сложен средне- и крупнозернистыми сиенито-диоритами, а северо-восточная часть — мелко- и среднезернистыми сиенито-диоритами. Контакты массива имеют тектонический характер (контакт приурочен к кольцевому разрывному нарушению).

Большинство данных абсолютного возраста пород массива свидетельствует о его среднеюрском возрасте (табл. 1). Данные табл. 1 сопоставлены с петрографическим материалом, что позволило датировать в абсолютном летосчислении возраст некоторых минеральных ассоциаций сиенито-диоритов.

Для сиенито-диоритов Акатуевского массива характерна пироксеновая "специализация", т.е. наличие среди темноцветных минералов в основном пироксена, при этом в породах преимущественно идиоморфного. Почти везде он образует одинаковые удлиненные призматические кристаллы, которые находятся в салическом базисе. В шлифах видно, что плагиоклаз базиса тоже идиоморфен.

На фиг. 2 приведена микрофотография плагиоклаз-пироксеновой породы Акатуевского массива. В этой породе несмотря на общее увеличение размеров зерен сохранились все черты структуры пироксенового порфирита, т.е. мы наблюдаем крупные вкрапленники пироксена (черное) и цементирующие их призматические кристаллы плагиоклаза.

Вместе с тем в этой же породе отмечаются бластические агрегаты тех же породообразующих минералов и общее увеличение размеров зерен породы по сравнению с настоящими порфиритами. Таким образом, в породе присутствуют новообразования без изменения ее состава, что может быть объяснено существованием этапа перекристаллизации порфиритов, т.е. изучаемую породу можно представить как множество последовательно формировавшихся минеральных ассоциаций (1);

{ порфирит, продукты перекристаллизации }.

Интересны макроскопически наблюдаемые роговики среди сиенито-диоритов, которые отмечались практически всеми исследователями массива. Переходы между сиенито-диоритами и роговиками постепенные. Последние представляют черные породы с реликтами вкрапленников пироксена или плагиоклаза или без них. Наличие таких вкрапленников свидетельствует о том, что ороговиканию подверглись порфириты.

На фиг. 3 видно, во что превращается порфирит при ороговикании.

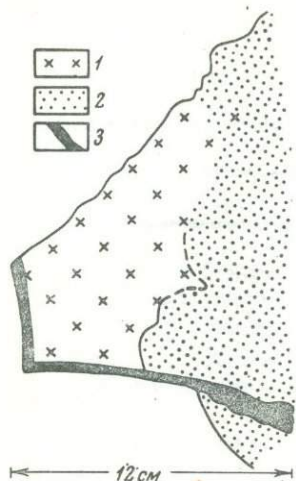
На микрофотографии четко видны крупные вкрапленники (в данном случае плагиоклаз) и цементирующий их роговиковый базис.

Таблица 1

Данные абсолютного возраста пород Акатуевского района

Возраст, млн. лет	Минерал, по которому определен возраст	Порода
274±8	Флогопит	Диопсид-флогопитовые скарны
250±5	Биотит	Гранодиорит
245±7	Мусковит	Скарны
177±7	Порода	Плагноклазовый андезитовый порфирит
175±8	Биотит	Сиенито-диорит
174±7	Калишпат	Калишпатовый метасоматит
168±8	Биотит	Габбро-диорит
167±14	Порода	Туф кварцевого порфира
163±6	"	Дорудная дайка диоритовых порфиритов
158	Биотит	Граносиенит
157±7	Серицит	Серицит из рудной зоны
155±5	Роговая обманка	Гранодиорит-порфир
152±5	Биотит	Граносиенит-порфир
140±8	Порода	Микродиорит
140±7	Серицит	Серицит из рудной жилы
136±6	Порода	Туфобрекчия основных эффузивов
136±8	"	Дорудный лампрофир
132±7	"	Трахиандезит
130±5	"	Плагнопорфирит
130±3	"	Санидиновый порфир
127	"	Граносиенит-порфир
127±7	"	Липарито-дацит
127±6	"	Плагноклазовый андезитовый порфирит
122±6	"	Санидиновый порфир

Литературный источник	Местонахождение
О.П.Полякова (1964 г.)	Месторождение Акатуй
Г.М.Лобанова (1961 г.)	Северный экзоконтакт Акатуевского массива
"	Месторождение Акатуй
Ю.П.Дежин (1963 г.)	Район Александровского завода
Г.М.Лобанова (1963 г.)	Акатуевский массив
О.П.Полякова (1961 г.)	Гора Бугдая
Г.М.Лобанова (1963 г.)	Акатуевский массив
Ю.П.Дежин (1963 г.)	Район сел. Николаевка-Базаново
О.П.Полякова (1961 г.)	Месторождение Акатуй
Р.В.Лесняк (1962 г.)	Падь Акатуй
О.П.Полякова (1961 г.)	Газимуро-Воскресенское месторождение района Александровского завода
Г.М.Лобанова (1963 г.)	Падь Гуньгунджа
"	Падь Колак
"	Верховья р. Гуньгунджа
О.П.Полякова (1961 г.)	Гора Бугдая
Ю.П.Дежин (1963 г.)	Точка к северо-западу от Александровского завода
О.П.Полякова (1961 г.)	Газимуро-Воскресенское месторождение
Ю.П.Дежин (1963 г.)	Сел. Базаново
Г.М.Лобанова (1961 г.)	Меркурьева гора
"	"
Г.С.Несмих (1961 г.)	Падь Гуньгунджа,
Ю.П.Дежин (1963 г.)	Северо-Акатуевский массив
"	Сел. Базаново
"	"
"	"
"	"



Фиг.4. Характер контакта между калишпатизированными ороговикованными порфиритами и ороговикованными порфиритами

1 — калишпатизированные ороговикованные порфириты; 2 — ороговикованные порфириты; 3 — калишпат

В дифференцированном виде эта порода представляет множество (2):
 { порфирит, роговик }.

Роговиковая минеральная ассоциация в данном случае образована агрегатом зерен пироксена, плагиоклаза и тонкочешуйчатого ярко-красного биотита.

Макроскопически нами установлен процесс калишпатизации породы (2). На фиг. 4 приведена зарисовка контакта породы (2) и ее калишпатизированного варианта:

{ порфирит, роговик, калишпат }.

Это типичный контакт замещения. При замещении (по фронту) обычно образование контакта в виде цепочки менисков. Это, очевидно, вызвано следующими причинами. Всегда возможно существование какого-то количества мелких разрывных нарушений или ослабленных зон, расположенных поперек направления фронта движения замещающего вещества или под углом к нему. Естественно ожидать более быстрого продвижения замещающего вещества по этим ослабленным зонам, что и приведет к появлению острых выступов в замещаемом субстрате. Ниже процесс калишпатизации охарактеризован также микроскопически.

Исследователей Акатуевского массива всегда поражал своеобразный биотит с сиреневым оттенком, расположенный по плоскостям трещиноватости, в связи с чем мы назвали его трещинным биотитом. Трещинный биотит рассекает породу в различных направлениях и образует довольно плотную "биотитовую" сетку. Участками породу невозможно разглядеть, так как она раскалывается по биотитовым плоскостям.

На фиг. 5 приведена микрофотография трещинного биотита в сиенито-диоритах. Интересно, что сиенито-диориты перед появлени-

ем трещинного биотита пластически деформированы (показаны линии течения вещества). Пластический динамометаморфизм служит в данном случае хорошим репером неоднородности породы, не говоря уже о том, что сам биотит имеет трещинный характер. Таким образом, на фиг. 5 мы видим породу (3)

{ сиенито-диорит, биотит }.

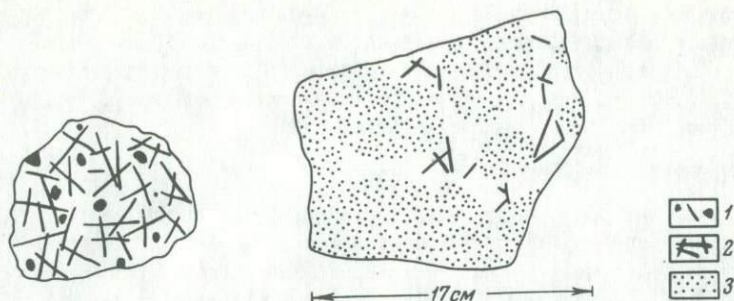
Особенно интересно, что на образовании трещинного биотита формирование сиенито-диоритов не закончилось. На фиг. 6 приведена микрофотография, характеризующая взаимоотношения трещинного биотита и крупных порфиробластов плагиоклаза. В данном случае порфиробластический характер зерен плагиоклаза доказывается тем, что они пересекают трещинный биотит. Последний формировался в твердой среде, т.е. более поздний плагиоклаз тоже формировался в твердой среде. Вмещающая минеральная ассоциация в данном случае — сиенито-диорит.

После этапа порфиробластеза порода подверглась динамометаморфизму и перекристаллизации. Порфиробласт плагиоклаза, пересекающий трещинный биотит (см. фиг. 6), представляет агрегатный кристалл, т.е. судя по морфологии, он является единым кристаллом плагиоклаза, а судя по характеру угасания, зерна подразделяются на несколько индивидов. На фиг. 7 приведена микрофотография краевой части крупного порфиробласта плагиоклаза в сиенито-диоритах, имеющего единую систему спайности (доказательство того, что кристалл когда-то представлял единое целое). Сейчас порфиробласт плагиоклаза состоит из серии разноугасающих индивидов плагиоклаза. Такие индивиды возникают, если порода подвергается давлению, т.е. динамометаморфизму. О воздействии динамометаморфизма свидетельствует не только брекчиевидное (раздробленное) строение порфиробласта, но и волнистое угасание отдельных индивидов. На фиг. 6 видно, что порфиробласт плагиоклаза, пересекающий трещинный биотит, тоже разделен на несколько индивидов, но волнистого угасания зерен не наблюдается. Отсюда мы делаем заключение, что эти индивиды перекристаллизованы, вследствие чего исчезло волнистое угасание зерен.

Таким образом, порода, изображенная на фиг. 7 в дифференцированном виде, представляет следующее множество минеральных ассоциаций:

{ сиенито-диорит, биотит, плагиоклаз, продукты перекристаллизации }.

После динамометаморфизма и перекристаллизации развитие сиенито-диоритов продолжалось. На фиг. 8 видна в различной степени пелитизированная монокристаллическая кайма калишпата вокруг агрегатного порфиробласта плагиоклаза. В данном случае можно уверенно говорить о калишпатизации породы, ибо во времени калишпат отделен от остальной части породы ее развитием в твердом состо-



Фиг.11. Зарисовка штурфов сиенито-диоритов с трещинным биотитом и фельзитизированных сиенито-диоритов

1 - сиенито-диорит с трещинным биотитом; 2 - реликтовый трещинный биотит в фельзитизированных сиенито-диоритах; 3 - фельзит

янии, т.е. этапами динамометаморфизма и перекристаллизации. В данном случае нет трещинного биотита, поэтому последовательность формирования породы можно охарактеризовать таким выражением:

{ сиенито-диорит, плагиоклаз, продукты перекристаллизации, калишпат }.

Поскольку калишпатизация была позже плагиоклазового порфиробластеза, калишпат должен возникнуть позже трещинного биотита. В этом можно убедиться, обратившись к микрофотографии на фиг.9, где видна инъекция калишпатового материала в трещинный биотит.

Далее в породах появляется интерстиционное аплитовое вещество. Участками аплитовая минеральная ассоциация присутствует в таком количестве, что составляет основную ткань породы. Если она находится в зонах развития трещинного биотита, то последний переработан и корродирован (фиг. 10). При этом возникают своеобразные биотитовые аплиты типа

{ биотит, аплит }.

Кроме аплитизации, иногда также отмечается микроаплитизация, которая внешне выглядит как фельзитизация. На фиг. 11 слева приведена зарисовка сиенито-диорита с трещинным биотитом, а справа - та же порода, но с участками фельзитизации. Отчетливо видно, что в зонах фельзитизации исчезает трещинный биотит, т.е. микроаплитовая минеральная ассоциация явно развивается позже трещинного биотита. Иначе говоря, порода, изображенная на фиг.10, представляет следующее множество минеральных ассоциаций:

{ сиенито-диорит, биотит, аплит }.

Таким же образом мы проанализировали еще 90 пород Акатуевского массива. Результаты этого исследования приведены в табл. 2.

Используя данные табл. 2, мы составим общую схему формирования Акатуевского массива, на которой стрелками показана последовательность формирования минеральных ассоциаций, а линией соединены взаимосвязанные минеральные ассоциации:



Таблица 2
Изученные разновидности пород Акатуевского массива

№ обр.	Последовательность формирования минеральных ассоциаций
95/21	{Диорит, биотит, калишпат}
188/1-а	{Долерит, (биотит, калишпат)}
108/1-б	{Роговик, (биотит, калишпат)}
114/14-а	{Роговик, плагиоклаз, калишпат, кварц}
117/10	{Порфирит, роговик, (калишпат, кварц)}
111/6	{Порфирит, биотит, калишпат}
111/9	" " "
112/1	" " "
112/2	" " "
111/5	{Порфирит, биотит, калишпат, калишпат, калишпат}
111/2	{Микродиорит, (кварц, калишпат, биотит)}



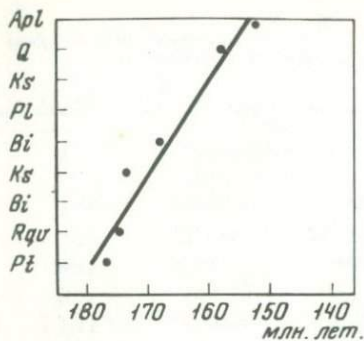
Таблица 2 (продолжение)

№ обр.	Последовательность формирования минеральных ассоциаций
97/6	{Порфирит, калишпат, биотит}
95/2	{Долерит, роговик, биотит}
97/4	{Порфирит, роговик, биотит}
108/3	{Базальт, биотит, калишпат}
98/5	{Порфирит, аплит}
95/7-А	" "
117/12	{(Пироксен, калишпат)}
113/2	{Базальт, калишпат}
108/5-6	{Калишпат}
108/13	"
98/6	{Аплит}
97/7	"
97/10	{(Порфирит, роговик, биотит), плагиоклаз, калишпат}
108/12	{Роговик, биотит, калишпат}
108/11	" " "
108/10	" " "
108/8	" " "
98/12	{(Плагиоклаз, калишпат), биотит}
95/20	{Роговик, калишпат}
108/2	{Диорит, продукты перекристаллизации, биотит, калишпат}
97/13	{Долерит, (роговик, калишпат), (биотит, пироксен)}
117/9-а	{Вогезит, роговик}
117/9-б	{Порфирит, роговик}
114/12	{Роговик, плагиоклаз, калишпат}
118/3	{Пироксен, плагиоклаз}
118/2	{(Плагиоклаз, пироксен, плагиоклаз), биотит}
117/1	" " " "
93/5	" " " "
93/3	" " " "
93/2	" " " "
110/1	{Роговик, калишпат, биотит, кварц}
97/3	{Порфирит, роговик, калишпат}
95/18	" " "
95/4	" " "
111/3	{Диорит, биотит, (продукты перекристаллизации), кварц}
108/5-а	{Роговая обманка, биотит - продукты перекристаллизации}
109/1	{Плагиоклаз, калишпат - кварц, биотит}
109/2	{Роговик, калишпат, биотит}
98/3	{Роговик, биотит, калишпат}
108/14	{Биотит, калишпат}
112/3	{(Пироксен, плагиоклаз), биотит (кварц, калишпат, плагиоклаз), аплит}
110/2	{Роговик, калишпат, биотит, кварц, (аплит, продукты перекристаллизации)}

Таблица 2 (окончание)

№ обр.	Последовательность формирования минеральных ассоциаций
98/13	{Порфирит, биотит}
98/2	{Роговик, биотит}
95/17	" "
117/3	{Порфирит, роговик, биотит}
98/14	{Аплит}
95/7-Б	"
120/3	{Сиенито-диорит, биотит, аплит}
91/2	{Гранодиорит, аплит}
113/4	{Роговик, калишпат, аплит}
95/23	{Долерит, роговик, калишпат}
98/1	{Порфирит, биотит}
119/1	{(Сиенито-диорит, биотит), плагиоклаз}
108/7-Б	{Биотит, калишпат}
108/7-А	{Роговая обманка, биотит - продукты перекристаллизации}
120/1	{Калишпат}
120/2	"
119/2	{Сиенито-диорит, продукты перекристаллизации}
114/1	{Роговик, биотит, плагиоклаз, калишпат}
94/2	{Сиенито-диорит, биотит, кварц}
100/2	{Плагиоклаз, калишпат - кварц}
114/2	{Роговик, биотит, плагиоклаз, калишпат}
115/5	" " " "
114/3	" " " "
111/8	{(Диорит, биотит, кварц), калишпат}
111/4	" " " "
98/11	{(Пироксен, калишпат)}
95/16	{Роговик}
120/4	"
95/1	{Долерит, роговик}
117/8	" "
117/7	" "
118/4	{Порфирит, калишпат}
117/11	{Роговик, калишпат}
108/6	{Плагиоклаз, калишпат}
115/2	{(Роговик, биотит), калишпат}
115	" " "
97/8	{Пироксен, плагиоклаз, калишпат}

Примечание. В круглых скобках помещены минеральные ассоциации, возрастные взаимоотношения между которыми не выяснены. Через тире написаны взаимосвязанные минеральные ассоциации.



Фиг.12. Зависимость между положением отдельных минеральных ассоциаций в схеме формирования Акатуевского массива и их абсолютным возрастом

Q — кварц; Ks — калишпат, Pl — плагиоклаз, Bi — биотит, Rgv — роговик, Pt — порфирит, Apl — аплит

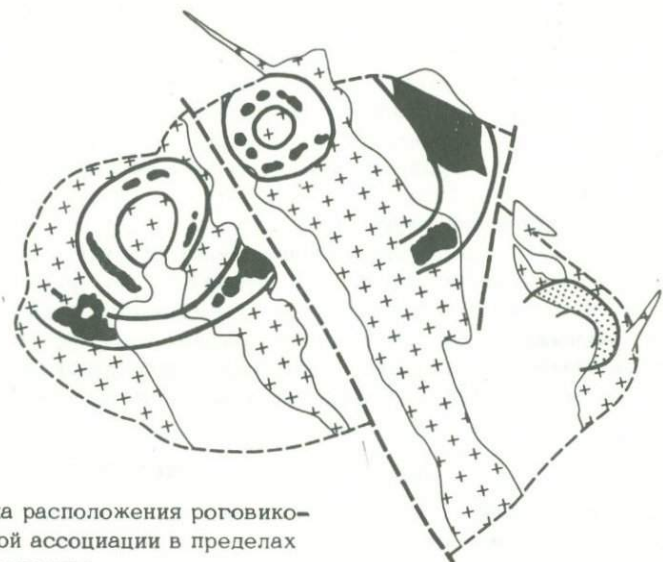
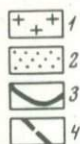
Схема не является линейно упорядоченной. Однако можно выбрать ту часть схемы, которая линейно упорядочена. Таким образом, можно представить процесс формирования Акатуевского массива в виде последовательности минеральных ассоциаций:

{ порфирит, роговик, биотит, калишпат, биотит, плагиоклаз, калишпат, кварц, аплит }.

В этом множестве девять элементов, т.е. в Акатуевском массиве в принципе возможны девятиактные породы. В действительности таких пород не наблюдается, так как при большом количестве минеральных ассоциаций в породе образуется такое количество связей между минералами, что невозможно установить какие-либо определенные взаимоотношения между ними. В этом случае наступает видимая возрастная гомогенизация породы. Именно поэтому на определенной стадии развития пород возникают недифференцируемые в возрастном отношении сиенито-диориты, гранодиориты, граниты и т.д. Их возрастная "гомогенность" создает ощущение, что данная порода представляет геологически неделимый объект, т.е. геологическую элементарную единицу. Анализ отдельных отклонений от этой "гомогенности" позволяет расчленить эту систему на ряд последовательно формирующихся минеральных ассоциаций, как это было сделано выше.

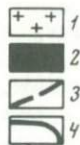
Для ряда минеральных ассоциаций известен абсолютный возраст (см. табл. 1). Так, например, в районе Акатуевского массива выявлены порфириты, имеющие абсолютный возраст 177 млн. лет, что определяет нижнюю возрастную границу массива. Известно также, что граносиенит-порфиры с аплитовым базисом имеют возраст 152 млн. лет, что определяет верхнюю возрастную границу массива. В районе горы Бугдая О.П.Поляковой определен возраст относительно древних калишпатитов — 174 млн. лет. Известен также возраст биотита Акатуевского массива: 175–168 млн. лет. По данным Р.В.Лесняка, в пределах массива имеются также относительно молодые граносиениты с поздним кварцем, имеющие абсолютный возраст 158 млн. лет.

По этим данным построен график (фиг. 12), который показывает, что зависимость между положением отдельных минеральных



Фиг.13. Схема расположения роговиковой минеральной ассоциации в пределах Акатуевского массива

1 - сиенито-диориты без роговиков; 2 - зона включений роговиков в гранодиорит-порфирах; 3 - контуры зон развития роговиковых пород; 4 - разрывные нарушения



Фиг.14. Схема расположения фельзитовой минеральной ассоциации в пределах Акатуевского массива

1 - plutonic породы (в основном сиенито-диориты) без фельзитового материала; 2 - участки с фельзитовой минеральной ассоциацией; 3 - разрывные нарушения; 4 - контуры зон развития фельзитовой минеральной ассоциации

ассоциаций в схеме формирования массива и их возрастом носит почти линейный характер.

Кроме выяснения возрастного положения минеральных ассоциаций, мы попытались также откартировать положение в пространстве некоторых из них. Так, например, на фиг. 13 приведена схема расположения роговиковой минеральной ассоциации в пределах Акатуевского массива. Из схемы видно, что в пределах массива выявляются кольцевые структуры.

Кроме того, нами картировались зоны развития фельзитовой минеральной ассоциации (фиг. 14). Характер этих зон показывает, что в этот этап в районе массива существовали северо-западные зоны растяжения, что не удивительно, ибо в это время функционировала северо-западная Кличкинско-Дарасунская сквозная структура (Томсон, 1971), в пределах которой находится Акатуевский массив.

Шахтаминский массив

Шахтаминский массив является прототипом шахтаминского комплекса умереннокислых пород среднеюрского возраста. В районе Шахтаминского массива широко развиты палеозойские гранитоиды предположительно каменноугольного возраста. На них налегают осадочные породы юрского возраста (алгачинская юра). Контакт между осадочными породами и палеозойскими гранитоидами имеет северо-северо-восточное простирание. Почти вкрест простирания контакта расположен субширотный Шахтаминский массив.

Массив сложен гранитами, гранодиоритами, сиенито-диоритами, диоритами и габбро. В меньшей степени развиты лейкократовые и аляскитовые граниты. В расположении разновидностей пород отмечается зональность. Так, основные породы находятся в северной части массива, умереннокислые — в средней, кислые и ультракислые — в южной части массива.

Гранитоиды массива и вмещающие породы пересекаются многочисленными дайками диоритовых порфиритов, лампрофиров, гранодиорит-порфиритов, гранит-порфиритов, кварцевых порфиритов и др.

Мы изучили значительное число шлифов основных и средних пород Шахтаминского массива, чтобы выяснить какие-либо "крайние" разновидности. Выбирали только те породы, которые имеют между собой формально фациальные взаимоотношения (постепенные переходы). Так, например, постепенные переходы к габброидам и сиенито-диоритам имеет порода (фиг. 15) с вкрапленниками плагиоклаза и клинопироксена (на микрофотографии не видны). Причем отмечается реликтовая флюидалность базиса, "обтекающего" вкрапленники. Эту породу можно было бы назвать плагиоклаз-пироксеновым порфиритом. Однако в породе имеются участки бластических новообразований (центральная часть микрофотографии), микроструктура базиса приближается к роговиковой, размеры зерен базиса резко увеличены по отношению к настоящим порфиритам. Все эти особенности породы объяснимы, если считать, что это не просто

порфирит, а перекристаллизованный порфирит. Тогда разные признаки породы характеризуют разные минеральные ассоциации. Так, например, порфиритовой минеральной ассоциации свойственно наличие вкрапленников и флюидалности. А при перекристаллизации отмечаются лишь следы флюидалности, появление бластических новообразований и т.д. Следовательно, эту породу можно рассматривать как объединение минеральных ассоциаций (1); {порфирит, продукты перекристаллизации}.

Порода (2) (фиг. 16) сложена крупнозернистым плагиоклазом (светлое) и клинопироксеном (темное), сцементированными пироксен-биотит-полевошпатовым роговиком (мелкие черные зерна - биотит). Крупные зерна плагиоклаза и пироксена явно имеют облик вкрапленников, а в базисе отмечается реликтовая флюидалность. Следовательно, мысленно удалив продукты процесса ороговикования, получим пироксен-плагиоклазовый порфирит. Порфирит был впоследствии частично ороговикован, в результате чего одна и та же порода обладает двумя структурами. Отсюда следует, что порода представляет объединение последовательно формирующихся минеральных ассоциаций: {порфирит, роговик}.

Участками в породе присутствует небольшое количество калишпата. В связи с его возникновением отмечаются следующие структурные изменения в породе: 1) тонкочешуйчатый биотит роговикового происхождения агрегируется с образованием среднезернистых обособлений; 2) исчезает роговиковая структура базиса породы; 3) происходит общее укрупнение размеров зерен породы; 4) появляется долеритоподобная структура. В результате формируется порода монцонитового состава (фиг. 17).

Так как с появлением калишпата уничтожается роговиковая структура (точнее: {порфиристая, роговиковая}), следовательно, калишпат формировался позже ороговикования порфирита. Если это так, то во времени калишпат отделен от собственно магматического процесса этапом ороговикования. С возникновением калишпата связана изохимическая структурная перестройка породы, следовательно, с калишпатизацией породы связана ее перекристаллизация. Иначе говоря, порода (3) представляет частично упорядоченное во времени множество:

{порфирит, роговик, (калишпат - продукты перекристаллизации)}.

Следующая порода (4) петрографически еще более сложная, чем порода (3). Дело в том, что при увеличении количества калишпата в породе происходит качественный скачок, и порода гомогенизируется в возрастном отношении, возрастные соотношения между минералами становятся нечеткими или вообще неразличимы. По составу порода (4) соответствует сиенито-диориту, однако назвать ее сиенито-диоритом нельзя, ибо сохраняются реликты структуры порфиритов (реликтовые вкрапленники пироксена на фиг. 18).

Таким образом, процесс развития породы можно считать непрерывным, однако ее свойства меняются прерывно-непрерывно, т.е.

отмечаются скачки в изменении ее параметров. Особенности нашего восприятия таковы, что на определенном этапе очень сложное мы воспринимаем как простое. Эти особенности восприятия вызваны появлением новых структур в породе, т.е. определенной сложности объект мы вновь воспринимаем как недифференцированную систему.

Порода (4) продолжает развитие по несколько иному пути, чем в предыдущие этапы. Она подвергается тонкой трещиноватости и по трещинам формируется гидротермально-метасоматический альбит. Обычно альбитизацию рассматривают как последний, постмагматический процесс. Однако здесь процесс альбитизации как бы разбивает весь этап формирования породы на две части. На фиг. 19 приведена микрофотография породы (5). На угасание поставлено крупное зерно калишпата. Альбитовые просечки пересекают минералы породы независимо от их ориентировки и угасания, однако в калишпате их нет совсем. Отсюда следует, что калишпат формировался после трещинной альбитизации. Этот вывод подтверждается тем, что кристалл плагиоклаза, расположенный в зерне калишпата, — это агрегатный кристалл, т.е. до этапа альбитизации кристалл плагиоклаза был передоблен и перекристаллизован (если бы он не был перекристаллизован, то он бы волнисто угасал). Таким образом, альбитизация во времени отделена от сиенито-диоритовой минеральной ассоциации этапом динамометаморфизма и перекристаллизацией породы. Таким образом, для породы (5) отмечается такая последовательность формирования минеральных ассоциаций:

{ сиенито-диорит, продукты перекристаллизации, плагиоклаз, калишпат },

т.е. порода (5) является по крайней мере четырехактной (без учета сложности формирования сиенито-диорита).

Участками в породе (5) присутствует интерстиционная микроаплитовая и аплитовая минеральная ассоциация. На фиг. 20 видно, что микроаплит не только цементирует зерна породы (5), но и приводит к их грануляции, переработке. Так, например, в центре микрофотографии видно зерно калишпата, которое почти разделено пополам тонкими инъекциями аплитового материала (в дальнейшем мы не будем различать аплит и микроаплит, отличающиеся только размерами зерен). Таким образом, при появлении аплитовой составляющей происходит переработка породы с уменьшением размера зерна.

Гранитоиды с интерстиционным аплитом имеют постепенные переходы к породам (5), т.е. если аплитовое вещество появляется позже породы (5), то оно возникает в процессе замещения.

В результате замещения образуются аплитовидные гранодиориты и граниты в зависимости от количества аплитового материала. Если отбросить все косвенные соображения, то породу на фиг. 21 можно охарактеризовать как частично упорядоченное множество (6'):

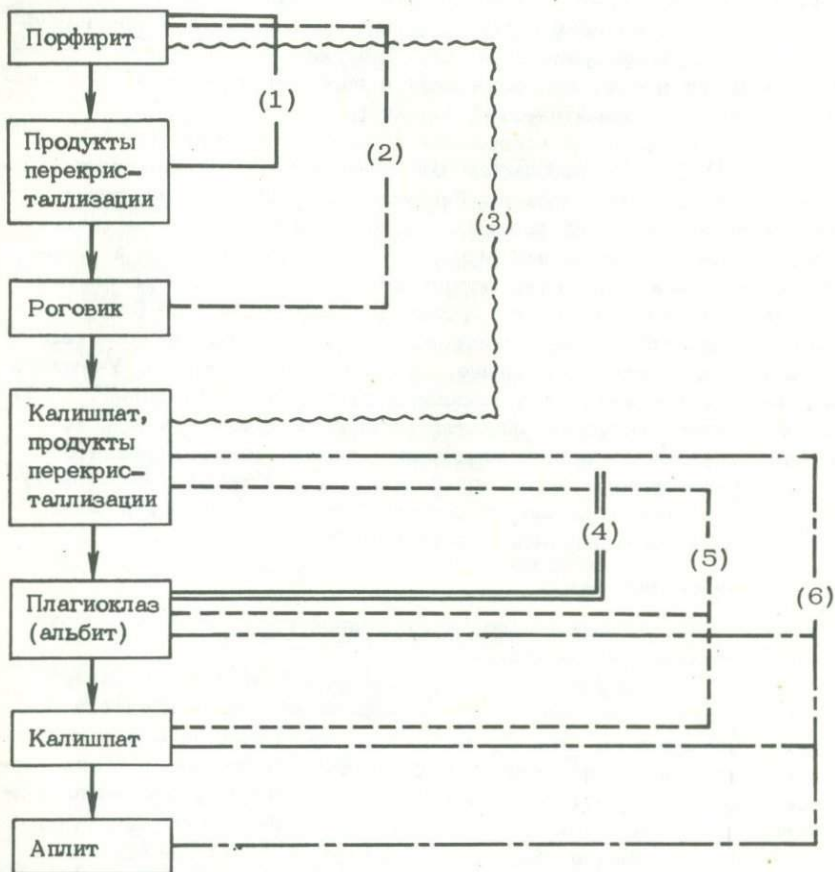
{(сиенито-диорит, биотит, плагиоклаз, калишпат), аплит}.

Если же учитывать взаимопереходы между породами (5) и (6) (и другие соображения), то породу (6) можно охарактеризовать как упорядоченное множество минеральных ассоциаций (6''):

{сиенито-диорит, продукты перекристаллизации, плагиоклаз, калишпат, аплит},

т.е. в этом случае порода (6) пятиактная.

На основании сопоставления пород (1)-(6) можно составить общую схему их формирования:



Северо-Сарбактуйский массив

Северо-Сарбактуйским массивом нами названо небольшое тело плутонических пород среднего состава в северном контакте относительно крупного Сарбактуйского массива, И.М. Адельсоном и А.В.Шураевым он был отнесен к шахтаминскому

комплексу и назван массивом микродиоритов. Его нижняя возрастная граница определяется тем, что он прорывает верхнегазмурские конгломераты среднеюрского возраста. В микродиоритах массива С.Ф. Мироновой (устное сообщение) обнаружены инъекции гранитов, аплитов и аплитовидных гранитов Сарбактуйского массива верхнеюрского возраста. Таким образом, верхняя юра — это верхняя возрастная граница пород Северо-Сарбактуйского массива.

На фиг. 21 приведена микрофотография основной породы, которая обычно называется микродиоритом. Название породы и ее характеристика в данном случае не имеют ничего общего. Главная минеральная ассоциация породы состоит из пироксена и плагиоклаза в виде крупных кристаллов. Они "обтекаются" базисом, а также присутствуют в нем, причем в базисе пироксен ксеноморфен, а плагиоклаз имеет призматический характер.

Вторая минеральная ассоциация представляет тонкочешуйчатый биотит (20–25%) с небольшим количеством интерстиционного кварца (1–2%). В зонах развития биотита и кварца частично уничтожается призматический характер базиса и появляются бластические и плагиоклаз-пироксеновые агрегаты. Объединяя причины и следствия, вторую минеральную ассоциацию можно назвать роговиком.

Если отбросить продукты ороговикования, то порода будет характеризоваться плагиоклаз-пироксеновым составом, причем размер ее зерен будет гораздо меньше, чем в настоящее время. Учитывая наличие вкрапленников плагиоклаза и пироксена, "обтекание" их базисом и призматический характер минералов самого базиса, мы вправе назвать эту породу плагиоклаз-пироксеновым порфиритом. Тогда состав породы будет полностью соответствовать ее структуре. Таким образом, можно представить породы в качестве следующего множества минеральных ассоциаций:

{ порфирит, роговик }.

Только в этом случае мы получаем полное соответствие биструктурности породы ее составу.

На фиг. 22 изображена другая разновидность породы Северо-Сарбактуйского массива. Ее петрографическая характеристика довольно оригинальна. Эта порода во многом сохраняет черты предыдущей; так, например, они имеют идентичный состав, в обоих случаях отмечается реликтовая флюидалность. На фиг. 24 видно концентрическое расположение зерен вокруг небольшого кристалла клинопироксена (следы "обтекания"). Вместе с тем между этими породами имеются и некоторые отличия. Во-первых, резко увеличиваются размеры зерен базиса породы (соответствующие микрофотографии пород выполнены в одном масштабе), достигая величины зерен порфиroidных выделений, т.е. фактически исчезает порфиroidное строение породы. Во-вторых, эта порода по сравнению с предыдущей имеет очень свежий облик. Изучение шлифов показывает, что свежий облик приобретает за счет удаления мелких включений из породообразующих минералов.

Эти особенности объяснимы, если представить, что последняя порода является продуктом перекристаллизации первой. Мы считаем, что предложенная гипотеза вполне реальна. В этом случае анализируемая порода представляет следующее множество минеральных ассоциаций:

{ порфирит, роговик, продукты перекристаллизации }.

Следующий этап развития Северо-Сарбактуйского массива характеризуется биотитизацией предшествующих минеральных ассоциаций. Относительно крупная чешуйка биотита включает зерна породы с реликтовыми следами течения (фиг. 23). Во включении направление этих следов течения не меняется, т.е. включение представляет микроскиалит. Следовательно, в данном случае происходит замещение, т.е. биотитизация. В общем виде порода будет представлять:

{ порфирит, роговик, продукты перекристаллизации, биотит }.

Пресследивая по простиранию зоны биотита, мы наблюдаем сгущение чешуек биотита, затем локализацию их в более узкой зоне и в конце концов — настоящий трещинный биотит. В таких участках биотитовые зоны по прямым линиям пересекают целые штупы породы (не говоря уже о шлифе).

Однако интересны не только появление трещинного биотита, но и его взаимоотношения с новообразованным калишпатом в породе. В тех участках, где возникает калишпат, наблюдается динамометаморфизм биотита. Отсюда можно заключить, что после биотитизации порода подверглась калишпатизации, т.е. множество последовательно формировавшихся минеральных ассоциаций можно расширить следующим образом:

{ порфирит, роговик, продукты перекристаллизации, биотит, калишпат }.

Так как более сложные породы в пределах Северо-Сарбактуйского массива не обнаружены, то последнее выражение является одновременно и самой общей схемой формирования массива.

Буторихинский массив

Буторихинский массив площадью 0,5 км² находится в восточной части Ундино-Борзинского свода. Он расположен в туфах и порфиритах шадоронской серии (Шадоронский прогиб) среднеюрского возраста. Во вмещающих базальтовых порфиритах в нескольких метрах от контакта мы нашли ксенолиты сиенито-диоритов Буторихинского массива, несколько ранее такие же ксенолиты были обнаружены в них С.Ф.Мироновой (устное сообщение). Эти данные свидетельствуют о допорфиритовом возрасте гранитоидов массива. Вместе с тем ниже приводятся некоторые данные о том, что гранитоиды массива развиваются по каким-то порфиритам (судя по реликтовым вкрапленникам, это тоже были базальтовые порфириты). Никаких об-

разований типа базальтовых профиритов, кроме членов шадоронской серии, в этом районе нет, поэтому мы полагаем, что Буторихинский массив имеет "внутришадоронский" возраст (среднеюрский), т.е. он развивается по одному из покровов шадоронской серии и перекрывается другим покровом.

Массив сложен в основном породами сиенито-диоритового состава, в центральной его части встречаются аплитовидные породы (вплоть до аплитов) в среднем гранодиоритового или гранитного состава.

Микрофотография типичной для массива породы сиенито-диоритового состава представлена на фиг. 24. Для нее характерно сочетание двух структур: долеритоподобной и роговиковой, т.е. структура долеритового типа как бы просвечивает сквозь роговиковую ткань. Долеритовая минеральная ассоциация сложена плагиоклазом и клинопироксеном, при этом плагиоклаз идиоморфен (часто имеет призматический облик), а пироксен ксеноморфен. Вместе с тем в породе обнаруживается в довольно большом количестве (иногда до 20%) тонкочешуйчатый ярко-красный биотит. В участках развития этого биотита появляются мелкозернистые бластические новообразования (в левом нижнем углу микрофотографии они имеют интерстиционный характер) — здесь фиксируется роговиковая минеральная ассоциация в зародышевом виде.

Сначала мы были убеждены в первичности долеритовой минеральной ассоциации, но впоследствии появились данные о том, что и она не совсем первична. На фиг. 25 приведена микрофотография одной из разновидностей "сиенито-диоритов" с явной реликтовой порфировой структурой. Базис породы имеет в принципе такой же характер, как и на фиг. 24, однако вместе с этим отмечается относительно крупный вкрапленник пироксена (черное зерно в центре микрофотографии) со следами "обтекания" его базисом, т.е. со следами флюиальности.

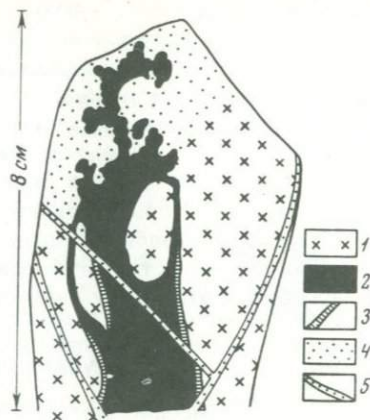
Таким образом, если не принимать во внимание продукты процесса ороговикования, то получим следующие характеристики предшествующей во времени минеральной ассоциации: 1) минеральная ассоциация имеет плагиоклаз-пироксеновый состав; 2) плагиоклаз призматический, а пироксен ксеноморфен; 3) отмечается порфировая структура (во вкрапленниках пироксен); 4) имеется флюиальность, т.е. обтекание базисом вкрапленников.

Эти особенности свидетельствуют о том, что на месте данной породы был порфирит базальтового типа. Вторая группа фактов (тонкочешуйчатый биотит, бластез, общее увеличение размеров зерен породы по сравнению с порфиритом) свидетельствует о существовании ороговикования. Совмещение в пространстве двух разнородных типов процессов привело к формированию такой породы, которую обычно называют сиенито-диоритом. Однако структурный анализ породы свидетельствует о том, что схема ее формирования упрощена и породу надо рассматривать как продукт пространственного объединения двух минеральных ассоциаций:

{порфирит, роговик}.

Фиг.26. Реликтовая дайка вулканического стекла в сиенито-диоритах Буторихинского массива, секущаяся аплитовыми прожилками

1 - сиенито-диориты; 2 - вулканическое стекло; 3 - зона закалки инъекции вулканического стекла; 4 - аплитизированный сиенито-дiorит; 5 - прожилки аплитов



В центральной части массива появляются аплиты и своеобразные "призматические" граниты (полевое название), которые при микроскопическом исследовании оказались аплитизированными породами. Макроскопически и микроскопически видно, что породы с аплитовой минеральной ассоциацией и без таковой имеют постепенные переходы между собой. При поверхностном подходе к оценке взаимоотношений между породами можно сказать, что они являются фациями. Однако это не так. На фиг. 26 приведен пример геологического доказательства разновозрастности аплитов и предшествующих минеральных ассоциаций.

В породах {порфирит, роговик} обнаружена дайка вулканического стекла бутылочно-зеленого цвета с четкими зонами в виде оторочек стекла черного цвета. Во-первых, отмечается пересечение дайки прожилками аплитов, т.е. аплиты во времени отделены от вмещающих пород дайками вулканического стекла, что свидетельствует о самостоятельности процесса аплитообразования. Во-вторых, дайка вулканического стекла реликтовая. Она корродируется, разъедается вмещающей породой, причем в участке разъедания полностью исчезает (уничтожается) зона закалки. Даже макроскопически видно, что в зоне уничтожения дайки происходит добавка в породу аплитовой минеральной ассоциации. Поэтому превращение дайки в реликтовую можно связывать с аплитизацией.

В шлифах аплитизируемая порода представляет ороговикованный порфирит

{порфирит, роговик}

с интерстиционным аплитом, т.е. эта порода содержит три последовательно формировавшиеся минеральные ассоциации:

{порфирит, роговик, аплит}.

Доаплитовая часть породы динамометаморфизована, а аплитовая минеральная ассоциация не динамометаморфизована. Отсюда следует, что во времени аплитовая минеральная ассоциация отделяется от остальной части породы этапом динамометаморфизма.

На фиг. 27 представлена подобная порода, но с большим количеством аплитового материала. В таких породах уже наблюдается грануляция более крупных зерен, например зерен кварца. Так, в центре микрофотографии видно относительно крупное зерно кварца, практически разделенное аплитовым веществом на две части, но сохраняющее единство оптической ориентировки. В данном случае аплитобразование явно эндотермическое, т.е. наложенное.

Алиинский массив

Алиинский массив шахтаминского комплекса расположен в бассейне р. Талангуй в верховьях рч. Алия. Массив сложен в основном сиенито-диоритами и гранодиоритами и занимает центральную часть одноименной купольной структуры.

Купольная структура проявлена не только геоморфологически как купол в современном рельефе, но и геологически, т.е. представляет брахиантиклинальную структуру. В ее центральной части присутствуют наиболее древние образования района – верхнепротерозойские – нижнепалеозойские метаморфические породы, в частности амфиболиты. Далее от ядра структуры развиты граниты и плагиограниты каменноугольного возраста ундинского комплекса. Подножие купольной структуры сложено верхнегазимурскими конгломератами среднеюрского возраста, вверх по разрезу переходящими в эффузивно-осадочную толщу шадоронской серии. В пределах этой толщи широко развиты силлы и дайки порфировых умеренно-кислых пород (в основном гранодиорит-порфиров).

По данным абсолютного возраста (анализы выполнены в лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР), гранодиориты массива имеют среднеюрский возраст (172, 170 млн. лет).

Наиболее типичная порода Алиинского массива изображена на фиг. 28. По составу она отвечает сиенито-диориту (иногда гранодиориту). Данная разновидность состоит из пироксена, плагиоклаза, калишпата, биотита и небольшого количества кварца. Порода не поддается возрастному дифференцированию. Однако она близка к породам первого ряда минеральных ассоциаций Шахтаминского массива или к калишпатизированным и ороговикованным порфирирам Акатуевского массива (некоторая "призматичность" плагиоклаза, лапчатый биотит, такой же парагенезис и т.д.).

В Шахтаминском массиве такие породы формировались приблизительно в середине процесса образования массива. В то же время в Алиинском массиве с подобных сиенито-диоритов начинается развитие массива.

Развитие пород сиенито-диоритового и гранодиоритового состава Алиинского массива продолжается так же, как и в Акатуевском

массиве, т.е. они подвергаются трещинной биотитизации (фиг. 29). В поперечном срезе трещинный биотит представляет линейные, почти сплошные зоны биотита, пересекающие весь шлиф (при ударе порода раскалывается по этим зонам). Порода, изображенная на фиг. 29, есть следующее множество минеральных ассоциаций:

{сиенито-диорит, биотит}.

Другая проанализированная нами порода крайне интересна по петрографическим особенностям (фиг. 30). Это неравномернозернистый гранодиорит. Относительно крупные зерна плагиоклаза породы динамометаморфизованы настолько, что иногда образуют настоящие агрегатные кристаллы. В породе с динамометаморфизованными крупными зернами сосуществуют зерна одноименных нединамометаморфизованных минералов. Причину этого нужно искать в особых свойствах породы, например существовании сплошных кайм калишпата вокруг агрегатных кристаллов плагиоклаза. Из этого следует, что плагиоклаз и калишпат во времени разделены этапом динамометаморфизма. Сделав этот вывод, нетрудно объяснить отсутствие следов динамометаморфизма у относительно мелких зерен породы: очевидно, мелкие зерна породы перекристаллизовывались при калишпатизации, а для полной перекристаллизации крупных зерен не хватило энергии.

Приведенный материал позволяет представить породу в виде следующего множества минеральных ассоциаций:

{гранодиорит, (калишпат, продукты перекристаллизации)}.

Участками наблюдается аплитизация этих пород. На фиг. 31 приведена микрофотография породы со значительным количеством аплитового материала. Трещинный биотит, попавший в зону аплитизации, резорбируется, отдельные лейсты разобшакются и "растаскиваются". При большом количестве аплитового материала биотит вообще выносятся из зон аплитизации. Все эти данные свидетельствуют о том, что аплитизация развивается позже трещинного биотита.

Описываемая аплитизация эндотермическая (фиг. 32). В центре видно округлое, относительно крупное зерно кварца, корродированное аплитовым материалом (извилистый контакт, не присущий кристаллам кварца). Кроме того, в этом зерне кварца отмечается четкая зона грануляции, состоящая из агрегата кварцевых зерен с торцовой структурой. При грануляции зерно кварца практически разделено на две части, которые, однако, не перемещались в пространстве. Об этом свидетельствует единая оптическая ориентировка (одинаковое угасание) разделенных в пространстве индивидов. Эндотермический характер аплитизации еще раз убеждает нас в наложенном характере аплитизации.

Следовательно, порода представляет следующее упорядоченное множество минеральных ассоциаций:

{сиенито-диорит, биотит, аплит}.

Таким же образом нами были изучены 162 разновидности пород массива. Сопоставление множеств минеральных ассоциаций позволило составить схему формирования Алинского массива:



В этой схеме заключена информация о последовательности и сущности процессов формирования массива.

Пуринский массив

Пуринский массив находится в центральной части Восточного Забайкалья, его площадь 24 км². Он расположен в западной части огромного Кутомарского гранитоидного плутона палеозойского возраста, т.е. в основном пуринские гранитоиды контактируют с палеозойскими гранитоидами.

Гранитоиды района Пуринского массива подразделяются на четыре типа. Во-первых, выделяются так называемые мурашихинские гранитоиды (гора Мурашиха) — катаклазированные граниты и гранито-гнейсы. Мурашихинские граниты ограниченно распространены в восточной части района.

Основную часть западной части Кутомарского плутона занимают граниты, которые Ю.А. Билибиным с сотрудниками относятся к борщевочному комплексу мезозойского возраста, во времени приуроченному к добохтинскому несогласию. В.Н. Козеренко и О.Н. Белюсова отрицают существование этого несогласия и относят эти граниты к палеозойскому комплексу. Мы будем называть эти породы кутомарскими гранитоидами.

Третий тип гранитоидов обычно называют диоритами или "гибридными" породами. Они распространены по периферии Пуринского массива и условно названы нами пуринскими диоритами. Геологи школы Ю.А. Билибина включают их в специальный аленуевский комплекс, который древнее борщевочного комплекса (кутомарских гранитоидов), но тоже приурочен к добохтинскому несогласию. В.Н. Ко-

зеренко и его последователи рассматривают пуринские диориты в качестве палеозойских образований.

Четвертый тип гранитоидов слагает ядро Пуринского массива, это в основном граниты и аплитовидные граниты, юрский возраст которых общепризнан.

При изучении материала мы получили 59 частных формул пород Пуринского массива. Обсуждение каждой из них практически невозможно, поэтому будем рассматривать их выборочно. Все формулы получены при изучении определенных реперов многоактности, т.е. явлений или фактов, указывающих на многоактный характер пород. Главные из них: 1) реликтовые дайки, 2) динамометаморфизм и разрывные нарушения, 3) порфиробластез и базификация. Ниже следует обсуждение каждого из этих реперов.

При изучении реликтовых даек получены формулы, показывающие последовательность формирования минеральных ассоциаций гранитоидов Тургинского массива:

- { плагиогранит, продукты перекристаллизации, роговая обманка }
- { плагиогранит, продукты перекристаллизации, роговая обманка, биотит }
- { плагиогранит, продукты перекристаллизации, роговая обманка, биотит, аплит }
- { плагиогранит, продукты перекристаллизации, калишпат, биотит }
- { спессартит, роговая обманка }
- { плагиогранит, аплит }
- { плагиогранит, биотит }
- { плагиогранит, калишпат }
- { плагиогранит, калишпат, кварц }
- { плагиогранит, (биотит, калишпат), (кварц, аплит) }

В центральной части Пуринского массива нами откартирована северо-восточная линейная зона сосредоточения реликтовых даек. Пояс реликтовых даек неоднороден по составу, в северо-восточной части он представлен реликтовыми дайками основных пород, а в южной части — кислых пород. Так, например, значительное количество реликтовых даек основных пород расположено в правом борту пади Левая Борзя. Основой участка здесь являются динамометаморфизованные гранодиориты с ксеноморфной и идиоморфной роговой обманкой. Макроскопически явно определяется аномальность этих пород. По характеру зернистости и окраске главная минеральная ассоциация этой породы представляет аляскит, но в этом "аляските" находится значительное количество роговой обманки, в результате чего породу приходится называть гранодиоритом.

При изучении шлифов выясняется, что главная минеральная ассоциация этой породы — бластический агрегат зерен кварца, олигоклаза и небольшого количества микроклина, т.е. это действительно порода аляскитового состава. Порода явно носит полизернистый

характер (зерна разного размера), зерна салических минералов имеют ограничения, по форме напоминающие сутурные швы.

В породе аляскитового состава по линейным зонам развиваются панидиоморфнозернистые горнблендиты (фиг. 33), в основном состоящие из идиоморфных зерен роговой обманки, которая не подверглась бластезу. Более того, в нижней части микрофотографии (отмечено крестиком) видно, как роговой обманкой прорабатываются стыки бластических зерен плагиоклаза. Приведенный материал убеждает нас в том, что на микрофотографии фиг. 33 изображена порода с такой последовательностью минеральных ассоциаций (1):

{ плагиогранит, продукты перекристаллизации, роговая обманка }.

Порода (1) участками биотитизирована. Так, например, наблюдаются псевдоморфозы биотита по роговой обманке, пересечение лейстами биотита двойниковых швов кристаллов роговой обманки. Биотитизация приводит к появлению более сложной породы, представляющей объединение следующих минеральных ассоциаций:

{ плагиогранит, продукты перекристаллизации, роговая обманка, биотит }.

Если учесть, что биотитизация развита слабо, а перекристаллизация не приносит нового качества, то грубо породу (2) можно представить как объединение двух минеральных ассоциаций: гранитовой и роговообманковой.

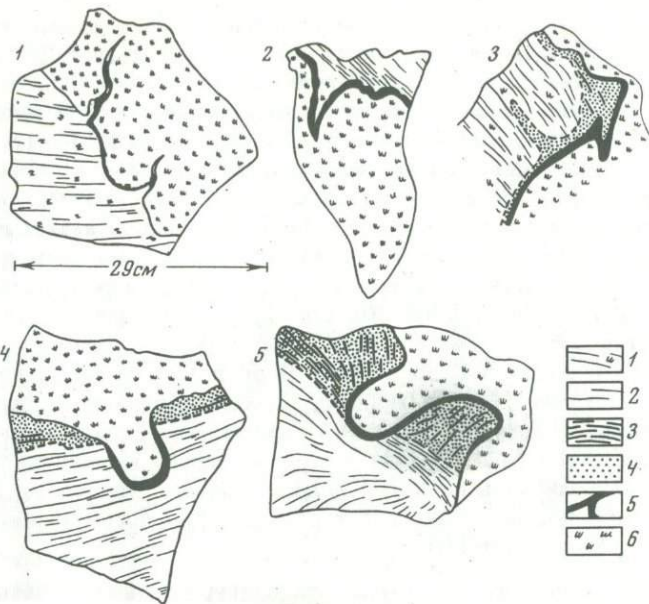
В породе (2) имеются дайки спессартитов мощностью 1-2 м. В их контактах обнаруживаются секущие дайки более молодых аплитов. Таким образом, аплиты во времени отделены от гранитоидов массива дайками спессартитов. Предполагать, что каждая мелкая дайка аплитов — генетически самостоятельная интрузия, слишком фантастично, поэтому мы считаем, что они являются продуктами местного палингенеза.

Существование магматического замещения (местного палингенеза) приводит к выводу о потенциальной возможности существования породы (3):

{ гранит, продукты перекристаллизации, роговая обманка, биотит, аплит }.

Аплитизация чрезвычайно характерна для Пуринского массива. Развитие постдайковой аплитизации свидетельствует о наличии здесь реликтовых даек. Эта потенциальная возможность действительно реализуется в этих обнажениях.

На фиг. 34 приведены зарисовки деталей строения контактовых частей ряда реликтовых даек спессартитов. На фиг. 34, 1 четко видно, что спессартиты пересекают породы (2), ибо дайка расположена под углом к направлению директивных текстур породы (2). Не менее четко видны также инъекции вмещающей породы в дайку по системе лестничных трещин. Итак, мы зафиксировали противоречи-



Фиг.34. Зарисовки контактовых частей реликтовых даек спессарти-
тов (Пуринский массив)

1 - породы гранодиоритового состава с гломмеробластами роговой обманки; 2 - породы гранодиоритового состава; 3 - породы гранодиоритового состава с резко выраженной директивной текстурой; 4 - зоны площадной калишпатизации; 5 - оторочки горнблендитов; 6 - гломмеробласты роговой обманки

вые возрастные взаимоотношения вмещающих пород и даек спессарти-
тов. Этот факт свидетельствует о том, что гранодиорит не явля-
ется элементарной единицей в петрографическом отношении и в
составе его должно быть выделено несколько минеральных асо-
циаций.

Приведенная выше характеристика породы (2) показывает, что
в широком смысле можно говорить о двух этапах ее формирования.
В первый из них были сформированы аляскитовые граниты, а во
второй - роговая обманка. Эти этапы разделены во времени этапом
динамометаморфизма. Естественно связать этап динамометаморфиз-
ма и этап появления даек спессарти-тов. Это позволяет реконстру-
ировать взаимоотношения, изображенные на фиг. 33. Последователь-
ность процессов во времени в данном случае такова: сначала был
сформирован аляскитовый гранит; впоследствии он динамометамор-
физован и инъецирован дайками спессарти-тов; в последний этап
произошла амфиболитизация и общая мобилизация породы, которая
привела к появлению инъекций в дайках спессарти-тов.

Приведенная цепь логических заключений подтверждается фактическим материалом в этих же обнажениях. На фиг. 34, 1 видно, что в инъекциях в дайке спессартитов имеются обособления горнблендитов. Еще более четко горнблендитовая оторочка видна на фиг. 34, 2, где дайка также пересекает вмещающую породу и пересекается ею. Четкая приуроченность горнблендитов к контакту дайки спессартитов свидетельствует о том, что ко времени формирования горнблендитов уже существовали и дайка, и инъекции вмещающей породы в нее. Значит, действительно дайка формировалась до этапа амфиболитизации аляскинтов, т.е. она вместе с продуктами процессов динамометаморфизма служит репером многоактности.

На фиг. 34, 3 имеется также зона калишпатизации породы (2), связанная с зоной амфиболитизации. В этой зоне содержание калишпата достигает 70–80% породы, однако направление реликтовых директивных текстур сохраняется неизменным (что и является доказательством существования в данном случае процессов замещения). Амфиболитизация является дополнительным процессом к калишпатизации, поэтому, заменив в формуле (2) роговую обманку на калишпат, получим формулу (4):

{ гранит, продукты перекристаллизации, калишпат, биотит }.

Породы (4) участками динамометаморфизованы. Они находятся в краевой части массива и относятся к группе "пуринских диоритов". Мы видели, что основой этих пород являются аляскинтовые граниты. Кроме того, имеется основной материал, более молодой по отношению к аляскинтовым гранитам. Это продукты процессов амфиболитизации и продукты переработки даек основных пород. Мы говорим о продуктах переработки, так как в процессе жизни породы дайки спессартитов постепенно превращаются во включения (промежуточной стадией является формирование реликтовых даек), которые тоже служат источником основного материала.

Подобные данные получены для реликтовых даек аплитов и аляскинтовых гранитов, расположенных в пуринских гранитах. Методика выявления реликтовых даек кислого состава мало отличается от изложенной выше. Поэтому мы ограничимся лишь указанием на существование таких даек (формулы многоактных плутонических пород приведены выше).

Не менее обширный материал получен при изучении динамометаморфизма и разрывных нарушений, выступающих в качестве реперов многоактности. Так, например, в ряде случаев главная минеральная ассоциация динамометаморфизована, а некоторые минеральные ассоциации не динамометаморфизованы (биотит, калишпат или аплит).

В этом разделе мы более детально обсудим микрофотографию гранитоидной породы на фиг. 33. Этот гранодиорит рассечен прямолинейными трещинами, заполненными роговой обманкой. В результате раскалывания по ним часто образуются совершенно ровные черные плоскости, ограничивающие глыбы с разных сторон.

Таким образом, порода *A* была разбита трещинами *T*, которые впоследствии фиксированы минеральной ассоциацией *B*. Продукты процесса динамометаморфизма и трещинообразования обозначим *T* и введем в формулу, чтобы четко отразить место подобных процессов в общей последовательности формирования минеральных ассоциаций. В этих условных обозначениях порода (см. фиг. 36) относится к типу

{*A*, *T*, *B*}.

Ниже приведены примеры подобного типа пород. В гранитоидах Пуринского массива выявлен один процесс, который не наблюдался в других районах. Даже макроскопически в гранитах обнаруживаются кольцевые цепочки зерен роговой обманки. Это же явление для биотита наблюдается в шлифах. На фиг. 35 приведена микрофотография биотитового гранита с подобным "кольцевым" биотитом. Вмещающая биотит порода динамометаморфизована, а биотит не динамометаморфизован. Отсюда можно сделать вывод, что биотит формировался в среде, где уже существовала кольцевая зона растяжения, т.е. последовательность формирования минеральных ассоциаций этой породы можно отразить формулой:

{гранит, продукты перекристаллизации, биотит}.

Судя по микрофотографии на фиг. 36, кольцевые деформации являются частным случаем вихревых деформаций. Внутреннее строение зерен микроклина (дугообразно изогнутая решетка) подтверждает существование таких деформаций. Учитывая динамометаморфизм, можно записать следующую формулу:

{гранит, продукты динамометаморфизма}.

Примерно такие же деформации изображены на фиг. 37. В данном случае плагиогранит динамометаморфизован с образованием концентрической микроструктуры (привлекают внимание дугообразно изогнутые двойниковые швы). Эта микроструктура рассечена трещиной, вдоль которой сформировались нединамометаморфизованные зерна роговой обманки. Таким образом, общая формула этой породы такова:

{гранит, продукты динамометаморфизма, продукты динамометаморфизма, роговая обманка}.

В этом случае мы имеем двойной репер многоактивности, т.е. прежде чем в породе появилась роговая обманка, она дважды подверглась процессам своеобразного динамометаморфизма.

На фиг. 38 приведена микрофотография крупнозернистого гранита с хребта между падами Чальчик и Чондойча. Порода разбита трещинами, которые залечены биотитом. Опираясь на такой фактический материал, можно записать формулу породы в следующем виде:

{гранит, трещинообразование, биотит}.

т.е. в данном случае две минеральные ассоциации породы разделены во времени этапом трещинообразования.

Имеются аналогичные породы, только вместо биотита содержащие трещинный клинопироксен:

{ гранит, трещинообразование, пироксен }.

Последовательность формирования остальных минеральных ассоциаций в пуринских гранитоидах, выявленная при изучении динамометаморфизма, следующая:

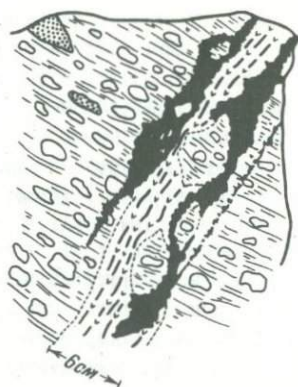
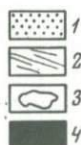
- { плагиогранит, роговая обманка }
- { плагиогранит-биотит }
- { плагиогранит, пироксен }
- { плагиогранит, роговая обманка, аплит }
- { плагиогранит, гранит, продукты перекристаллизации }
- { плагиогранит, аплит, биотит }
- { плагиогранит, продукты перекристаллизации, биотит }
- { плагиогранит, продукты перекристаллизации, роговая обманка }
- { аплит, биотит }
- { плагиогранит, калишпат, продукты перекристаллизации, роговая обманка }
- { плагиогранит, биотит }
- { плагиогранит, аплит }
- { плагиогранит, продукты перекристаллизации, пироксен, продукты перекристаллизации }
- { (плагиоклаз, роговая обманка), кварц, биотит, калишпат, роговая обманка, аплит, гранофир }
- { лейкократовый диорит, плагиоклаз, продукты перекристаллизации, калишпат, пироксен, роговая обманка }
- { плагиогранит, продукты перекристаллизации, пироксен }
- { плагиогранит, продукты перекристаллизации, аплит }
- { плагиогранит, продукты перекристаллизации, продукты перекристаллизации, роговая обманка }
- { плагиогранит, продукты перекристаллизации, биотит, аплит }
- { плагиогранит, роговая обманка, продукты перекристаллизации }
- { плагиогранит, пироксен, продукты перекристаллизации }

При изучении гранитоидов Пуринского массива обнаружены процесс калишпатового порфиروبластеза и явления базификации кислых пород. Так, например, на фиг. 33 изображен горнблендитовый прожилок по трещине в бластическом граните. На фиг. 34 приведены зарисовки фемических оторочек вокруг реликтовых даек, на фиг. 35 изображена кольцевая цепочка зерен биотита (биотитизация) в кислых породах, на фиг. 37 — цепочечный рост зерен роговой обманки в динамометаморфизованных породах, на фиг. 38 — явления трещинной биотитизации.

Таким образом, мы уже привели значительное количество доказательств существования этапа фемического минералообразования, в который образуются роговая обманка, пироксен и биотит. При

Фиг. 41. Зоны пироксенизации, расположенные вкрест направления директивных текстур замещаемых гранитов, Пуринский массив

1 - включения амфиболитов;
2 - гранодиориты с директивной текстурой; 3 - порфиробласты полевых шпатов; 4 - пироксенит



этом во всех случаях фемическому этапу предшествует трещинообразование или динамометаморфизм. Теперь несколько более детально охарактеризуем особенности фемического минералообразования и калишпатизации.

Порфиробласты микроклина нередко расположены поперек направления директивных текстур. О порфиробластическом происхождении калишпата свидетельствует также отсутствие калишпата в базисе пород, т.е. здесь мы сталкиваемся с монофилетической структурой.

В шлифах четко видно (фиг. 39), что участок развития порфиробласта фактически представляет зону пропитки калишпатом вмещающей породы, при этом порфиробласт содержит огромное количество включений - реликтов замещаемой породы (например, плагиоклаза) и в общем представляет продукт миметической (наследственной) кристаллизации материала.

Главной минеральной ассоциацией породы в данном случае является плагиогранит, поэтому в общем виде можно записать, что порода представляет упорядоченное множество:

{плагиогранит, калишпат}.

В центральной части микрофотографии (фиг. 40) видно зерно частично калишпатизированного плагиоклаза, в котором по трещинам (!) развивается клинопироксен, т.е. в данном случае мы наблюдаем породу

{плагиогранит, калишпат, пироксен}.

Об этом же свидетельствуют макроскопические данные. Так, например, на фиг. 41 приведена зарисовка порфиробласта (о наложенном характере калишпата свидетельствует приведенный выше материал) калишпата, деформированного вдоль двух трещин. Пироксен в этом участке не деформирован, а наоборот, залечивает трещины и располагается вдоль деформированных контактов порфиробласта. Отсюда можно сделать вывод, что калишпатизированные плагиограниты и пироксен разделены во времени этапом трещиноватости.

Морфология зон пироксенизации с возникновением настоящих пироксенитов показана на фиг. 41. В данном случае пироксениты рас-

положены вкрест направления директивных текстур вмещающих пород, т.е. они действительно являются продуктом позднего процесса.

Последовательность формирования остальных минеральных ассоциаций в гранитоидах Пуринского массива, выявленная при изучении калишпатизации и базификации, следующая:

- { плагиогранит, калишпат }
- { плагиогранит, калишпат, пироксен }
- { плагиогранит, калишпат, роговая обманка }
- { плагиогранит, калишпат, роговая обманка, гранит }
- { плагиогранит, калишпат, роговая обманка, роговая обманка }
- { плагиогранит, калишпат, гранит, гранит }
- { плагиогранит, калишпат, калишпат, калишпат }
- { плагиогранит, калишпат, роговая обманка, роговая обманка, аплит }
- { плагиогранит, калишпат, калишпат, калишпат, аплит }

Последовательность формирования остальных минеральных ассоциаций в гранитоидах Пуринского массива следующая:

- { плагиогранит, продукты перекристаллизации }
- { плагиогранит }
- { плагиогранит, биотит }
- { плагиогранит, продукты перекристаллизации, биотит }
- { плагиогранит, аплит, гранофир }
- { плагиогранит, аплит }
- { аплит, гранофир, аплит }
- { порфирит, продукты перекристаллизации, биотит }
- { гранит, биотит, калишпат, аплит }
- { аплит, гранофир }
- { аплит }
- { плагиогранит, продукты перекристаллизации, калишпат }
- { плагиогранит, продукты перекристаллизации, роговая обманка }
- { плагиогранит, биотит, калишпат, калишпат, аплит, гранофир }
- { плагиогранит, калишпат, роговая обманка }
- { плагиогранит, продукты перекристаллизации, пироксен }
- { роговая обманка, аплит }
- { плагиогранит, роговая обманка }
- { плагиогранит, продукты перекристаллизации, аплит }
- { плагиогранит, продукты перекристаллизации, пироксен, продукты перекристаллизации }
- { плагиогранит, пироксен, роговая обманка }
- { плагиогранит, роговая обманка, аплит }
- { плагиогранит, роговая обманка, биотит }
- { плагиогранит, продукты перекристаллизации, биотит, аплит }
- { плагиогранит, биотит, пироксен, роговая обманка }
- { плагиогранит, продукты перекристаллизации, калишпат, биотит }
- { плагиогранит, биотит, роговая обманка }
- { плагиогранит, продукты перекристаллизации, роговая обманка, биотит }

Некоторые данные о многоактности пород других массивов

Быстринский массив сложен преимущественно гранодиоритами, участками близкими по типу к гранодиоритам Шахтаминского массива. Самым убедительным репером, указывающим на многоактность пород, оказались своеобразные трещинные и метасоматические прожилки пироксен-плагиоклазового состава.

Как в центральной, так и в краевой частях массива обнаружены глыбы, имеющие ограничения в виде ровных плоскостей размером в несколько квадратных метров. Поверхности таких глыб представляют сплошные пленки пироксеновых зерен (пироксенит), плагиоклазовых зерен (плагиоклазит) или пироксен-плагиоклазовых агрегатов. В гранодиоритах таких участков имеются тонкие и протяженные прожилковые образования пироксен-плагиоклазового состава. Строение таких "прожилков" характеризуется вполне определенной зональностью: их внешние части представлены пироксенитом, а внутреннее — плагиоклазитом. При выветривании породы раскалываются именно по этим прожилкам, поэтому наблюдаются иногда пироксенитовые, иногда плагиоклазитовые, иногда смешанного типа ограничения глыб.

От прожилков линейного типа (трещинного характера) имеются все переходы к подобным по составу прожилкам с тeneвым строением. Сначала вдоль некоторой линейной зоны, идущей под углом к направлению директивной текстуры гранодиоритов, происходит образование агрегатов пироксеновых зерен. В штуфах четко видно, что сначала оформляются внешние контуры будущего прожилка в виде двух удаленных друг от друга тонких полосок пироксенитов. На этой стадии вещество между полосками не смешается, т.е. мы отмечаем настоящее тeneвое строение. Впоследствии материал между полосками пироксенитов начинает перекристаллизовываться с уничтожением тeneвого строения и с явно выраженной тенденцией к пространственной дифференциации калиевого и фемического материала.

В результате в центральной части прожилка остается только плагиоклаз, а фемические составляющие, по-видимому, идут на дооформление краевых зон. В таких случаях образуются прожилки (фиг. 42, I).

В тех же скальных обнажениях на расстоянии десятков метров обнаружены явления уничтожения прожилков. На фиг. 42, II приведена зарисовка крупного штуфа с многочисленными пироксен-плагиоклазовыми прожилками, которые разорваны, будинированы и частично уничтожены. В этих случаях в гранодиоритах меняется направление директивных текстур, чаще всего оно совпадает с простиранием реликтовых прожилков.

Далее исчезают и реликтовые прожилки, и остаются лишь неясные "тени" более основного материала в гранодиоритах. Эти "тени"



Фиг.42. Прожилки (I) и реликтовые прожилки (II) в гранодиоритах Быстринского массива

1 - гранодиориты; 2 - пироксен-плаггиоклазовые прожилки (черное - пироксен, белое - плаггиоклаз)

иногда имеют форму закрученных спиралей (фиг. 43), что указывает на участие пластических деформаций вещества при уничтожении прожилков. Затем исчезают и "тени" реликтовых прожилков, и наблюдаются обычные гранодиориты, но несколько более основного состава, чем в первом случае.

После этапа пластических деформаций и относительной гомогенизации материала внедряются дайки так называемых гибридных порфиритов. И только после формирования даек гибридных порфиритов начинается образование аплитов. В корневых частях дайки аплитов переходят в мощные зоны аплитизации.

Таким образом, аплиты во времени оторваны от вмещающих гранодиоритов следующими процессами: 1) этапом трещинообразования и формирования трещинных пироксен-плаггиоклазовых прожилков; 2) этапом пластических деформаций всей системы гранодиорит - прожилки; 3) этапом внедрения интрузивных даек гибридных порфиритов.

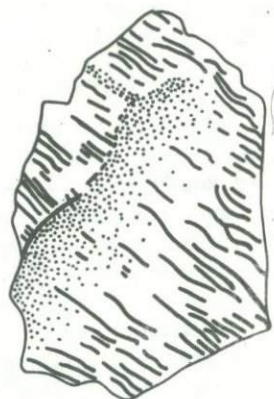


Фиг.43. Пироксен-плаггиоклазовый прожилок в гранодиоритах, превратившийся в шлировое обособление вихревого строения. Быстринский массив

1 - гранодиорит; 2 - шлировое обособление. В обоих случаях линии отражают направление директивных текстур

Фиг.44. Зона аплитизации в гранодиорите с деформированным трещинным биотитом. Запокровский массив. Натур.вел.

1 - габбро-диорит с деформированным трещинным биотитом;
2 - аплитовая минеральная ассоциация



Приведенный фактический материал показывает, что сначала был гранодиорит, потом он в разных видах подвергся пироксенизации (плагноклазит, по-видимому, является продуктом метаморфической дифференциации), а далее аплитизации. Образовавшийся при этих процессах аплитовидный гранодиорит можно описать следующей формулой:

{ гранодиорит, пироксен, аплит }.

Запокровский массив сложен в основном разновидностями пород от габбро до аплитовидного гранита. Первые этапы его развития такие же бурные, как и в Алиинском массиве. В результате этого в качестве первой (во времени) минеральной ассоциации выступает не поддающийся возрастному дифференцированию габбро-диорит.

В этих габбро-диоритах почти повсеместно развит трещинный биотит. Интересно, что трещинный биотит в габбро-диоритах сильно деформирован и перекристаллизован, причем почти повсеместно отмечается субпараллельное расположение трещинок, заполненных биотитом. По-видимому, в этап, предшествующий биотитизации, массив подвергся сильным дифференциальным давлениям. В какой-то мере этот вывод подтверждается геологическими данными. Так, например, известно, что Запокровский массив формировался в зоне самого крупного надвига в Восточном Забайкалье. В результате трещинной биотитизации и последующей его деформации, сопровождающейся перекристаллизацией, образуется порода

{ габбро-диорит, биотит, продукты перекристаллизации }.

Участками в этой породе появляется интерстиционный аплитовый материал (фиг. 44), скопления которого приводят к формированию чисто аплитовых образований. В контактовых частях таких зон всегда отмечаются теневые структуры, т.е. аплит образуется путем замещения, а не интрузии (процесс аплитизации). Учитывая процесс

аплитизации, общую схему формирования другой разновидности породы можно отобразить следующей формулой:

{ габбро-диорит, биотит, продукты перекристаллизации, аплит }.

Часть избыточного материала, сформировавшегося в процессе аплитизации, привела к образованию даек аплитов явно интрузивного характера.

Зоны аплитизации по простиранию нередко переходят в зоны микроаплитизации. Макроскопически микроаплит выглядит как фельзит, поэтому этот процесс мы называем фельзитизацией (в формальном отношении это тот же аплит). Зоны фельзитизации, так же как аплитовые дайки и зоны аплитизации, подвергаются будинажу.

В этих зонах мы обнаружили тонкие, подчас субмикроскопические прожилки роговообманкового состава (практически это прожилки горнблендитов). Прожилки имеют линейный характер, что позволяет говорить о трещинной горнблендитизации.

В ряде случаев отмечаются переходы от трещинных горнблендитов к маломощным узким зонам плагиоклаз-роговообманкового состава. Они аналогичны по строению плагиоклаз-пироксеновым прожилкам Быстринского массива, только роль пироксена здесь выполняет роговая обманка. После таких прожилков образуются линейные прожилки калишпата. Подобный калишпат имеется в виде как трещинного образования, так и линейных зон калишпатизации. Таким образом, эту породу можно представить в виде следующего множества минеральных ассоциаций:

{ габбро-диорит, биотит, продукты перекристаллизации, роговая обманка, калишпат }.

В ряде случаев зоны калишпатизации в породе образуют оторочки горнблендитовых прожилков.

Сходные явления отмечались в Лугинском массиве. Так, например, существуют трещинные пироксен-плагиоклазовые агрегаты в кварцевых сиенито-диоритах. Эта порода может быть охарактеризована следующей формулой:

{ кварцевый сиенито-диорит, пироксен }.

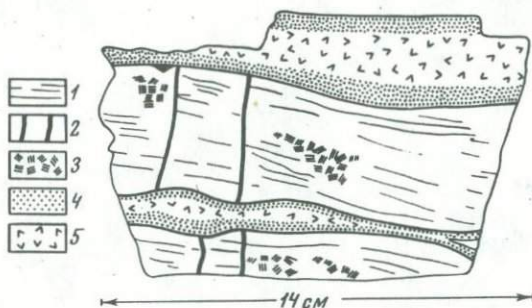
После пироксен-плагиоклазовых трещинных образований в породах формировались жилы настоящего гидротермального кварца, а впоследствии вся эта система подверглась пластическим деформациям.

Удалось выяснить взаимоотношения между трещинными пироксенитами и аплитами на контакте массива. Аплит-пегматитовые дайки явно пересекают трещинные пироксениты со смещением последних (фиг. 45). Выше отмечено, что в пределах массива имеются аплитовые дайки и зоны аплитизации. Приведенные возрастные соотношения между ними показывают, что в пределах массива существуют по крайней мере трехактные породы.

Каргантуйский, Боямшинский и Далбыркейский массивы практически одинаковы и, по-видимому, представляют вы-

Фиг. 45. Формирование
аплит-пегматитовых жил
после трещинного пирок-
сена. Лугинский массив

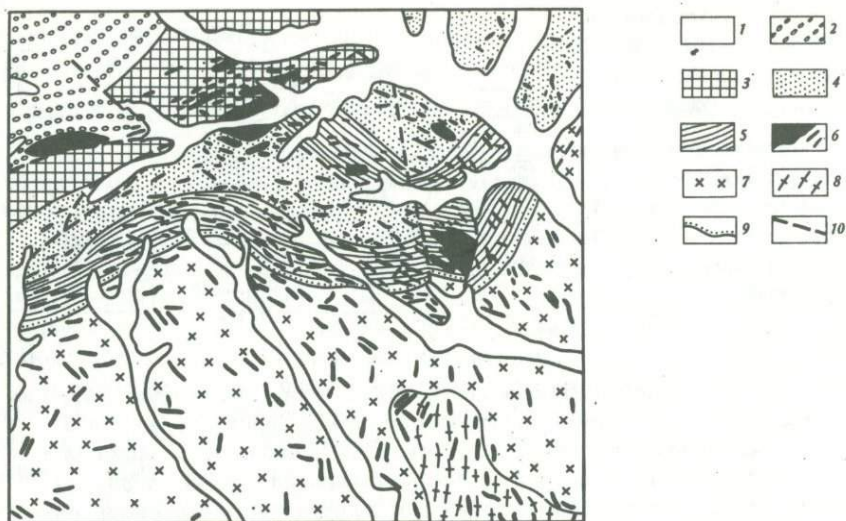
1 - метаморфизованные
сланцы; 2 - трещинный
пироксен в поперечной
плоскости; 3 - трещин-
ный пироксен в продоль-
ной плоскости; 4 - апли-
ты; 5 - пегматиты



ходы недостаточно эродированного, более крупного массива. Массивы сложены монцонитами, сиенито-диоритами, гранодиоритами и гранитами. Наиболее древняя минеральная ассоциация - монцонит. Монцонит подвергается трещинной биотитизации. Морфологически трещинные биотиты Далбыркейского и Акатуевского массивов одинаковы. В биотитизированных таким образом монцонитах выявлены зоны площадной калишпатизации. В данном случае мы говорим именно о калишпатизации потому, что в зонах появления калишпата начинает исчезать и перекристаллизовываться трещинный биотит. Исчезновение его имеет многостадийный характер. Во-первых (при небольшом количестве калишпата), каждая биотитовая "полоска" становится короче. Потом на ее месте формируется таблица биотита гексагонального облика, черного цвета (цвет биотита меняется от бурого с бронзовым оттенком до черного). При значительном количестве калишпата (50% породы) исчезают и биотитовые таблицы. Такая перекристаллизация и вынос биотита свидетельствуют о более позднем по отношению к нему формировании калишпата. Следует заметить, что калишпатизация породы была неоднородной, так как в этих же породах обнаруживаются прожилки калишпата, секущие все предшествующие минеральные ассоциации. Таким образом, данная порода характеризуется такой последовательностью минеральных ассоциаций:

{ монцонит, биотит, калишпат, калишпат }.

Цаган-Олуевский массив - один из наиболее спорных геологических объектов Восточного Забайкалья. Относительно его возраста имеются данные противоположного характера. На фиг. 46 приведена схематическая геологическая карта участка Цаган-Олуевского массива, составленная С.М. Синицей (нами внесены некоторые изменения). Массив, сложенный в основном гранитами и гранито-гнейсами, контактирует с юрскими осадочными породами. С.М. Синицей и другими геологами установлено налегание песчаников и конгломератов акатуевской свиты на граниты, причем обнаружен не только обычный седиментационный контакт, но и кора выветривания, на которой залегают осадочные породы. Отмечен сильный метамор-



Фиг.46. Схематическая геологическая карта северного контакта Цаган-Олуевского массива.

1 - четвертичные отложения; 2 - конгломераты верхнегазимурской свиты, I_{1-2} ; 3 - песчаники и конгломераты бохтинской свиты, I_1 ; 4 - конгломераты базановской свиты, I_1 ; 5 - песчаники и алевролиты акатуевской свиты, I_1 ; 6 - аплитовидные граниты, граниты, аплиты и пегматиты; 7 - гнейсовидные граниты; 8 - гранито-гнейсы; 9 - седиментационный контакт; 10 - разрывные нарушения

физм амфиболитовой фации, которому подверглись осадочные породы акатуевской, базановской и бохтинской свит. Конгломераты наиболее молодой по возрасту верхнегазимурской свиты подверглись зеленосланцевому метаморфизму (явления метаморфизма не отражены на приводимой геологической карте, так как они распространены на всей площади, занятой осадочными породами). С.М.Синица придерживается точки зрения В.Н.Козеренко о существовании в Восточном Забайкалье так называемого динамотермального метаморфизма, не связанного с какими-либо конкретными плутоническими проявлениями. В этом случае снимается главное противоречие, т.е. песчаники действительно налегают на граниты, а их метаморфизм вызван процессами, чуждыми гранитообразованию. В соответствии с этой точкой зрения динамотермальный метаморфизм осуществился вдоль контакта Цаган-Олуевского массива с осадочными породами "алгачинской юры".

Такое объяснение неизбежно ставит вопрос о том, что амфиболитовая фация гранитов Цаган-Олуевского массива тоже должна быть метаморфизована. Будучи вполне логичным в рамках своей

концепции, С.М.Синица распространяет на карте значок метаморфизма на все поле гранитов Цаган-Олуевского массива. Познакомившись с материалами С.М.Синицы, мы заинтересовались, каким образом автору удалось фиксировать метаморфизм амфиболитовой фации гранитов, которые сами соответствуют амфиболитовой фации метаморфизма. В результате проведенных работ мы не выявили ни малейших признаков метаморфизма гранитов. Наоборот, вместо метаморфизма обнаружена удивительно широко проявленная аплитизация, в результате чего основное количество гранитов массива имеют аплитовидный характер. В процессе аплитизации избыточная часть возникшего расплава образовала многочисленные дайки аплитов и аплитовидных пород. Будучи объективным исследователем, С.М.Синица отражает факт появления в массовом количестве аплитов и аплитовидных пород на карте (см. фиг. 46) в пределах развития как осадочных пород, так и гранитов. Приведя этот материал, С.М.Синица сам разрушил свою концепцию. В самом деле, все образования, появившиеся после песчаников и конгломератов, трактуются им как проявления динамотермального метаморфизма. В эту возрастную группу попадают аплиты, пегматиты, аплитовидные граниты, но они никак не могут быть продуктами динамотермального метаморфизма, ибо они являются настоящими плутоническими породами.

Теперь можно оценить весь имеющийся материал с учетом последних соображений: 1) песчаники и конгломераты акагуевской свиты (J_1) налегают на граниты; 2) осадочные породы в контакте с гранитами массива сильно метаморфизованы; 3) аплитовый материал в пределах района образовался позже как осадочных пород, так и гранитов массива. Это хорошо объясняется существованием селективного плавления гранитоидов массива донижнеюрского времени в постнижне-среднеюрский этап (возраст верхнегазимурских конгломератов соответствует нижней - средней юре) с образованием аплитовой минеральной ассоциации в гранитах, а также даек аплитовых и других пород, соответствующих низкотемпературной гранитной эвтектике, как в осадочных породах, так и в гранитах. При этом именно с процессом плавления можно связывать метаморфизм осадочных пород.

Таким образом, осадочные породы нижней - средней юры в данном случае служат репером многоактности, указывающим на присутствие разновозрастных минеральных ассоциаций в гранитоидах массива. Граниты Цаган-Олуевского массива состоят по крайней мере из двух минеральных ассоциаций: гранитовой, донижнеюрского возраста и аплитовой, постнижнеюрского возраста. Формула этих гранитов следующая:

{гранит, аплит}.

Эке-Булакский массив расположен в западном контакте Цаган-Олуевского массива и представляет продукт селективного плавления бывших на этом месте пород.

Западный контакт Цаган-Олуевского массива имеет тектонический характер. Эке-Булакский массив находится в зоне тектонического нарушения, причем одна его половина расположена в песчаниках акатуевской свиты с меридиональным простиранием, а другая в гнейсовидных гранитах Цаган-Олуевского массива с широтным простиранием элементов гнейсовидности. Директивные текстуры гранитов Эке-Булакского массива в западной части ориентированы в меридиональном, а в восточной — в широтном направлении. Отсюда следует, что в общем Эке-Булакский массив имеет "теневое" строение, т.е. данные граниты сформировались при замещении предшествующих им во времени пород. В западной части массива такими породами были песчаники, а в восточной — граниты. В целом массив представляет пространственное объединение следующих минеральных ассоциаций:

{ (песчаник, гранит), аплит }.

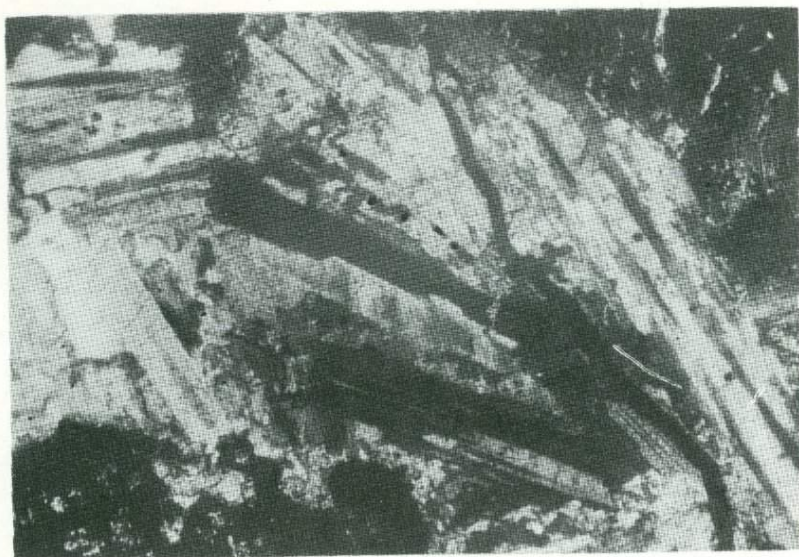
Анализ карты показывает, что в породах массива выделяются по крайней мере две разновозрастные минеральные ассоциации: гранит или песчаник и аплит.

Голготайский массив, относимый обычно к кукульбейскому комплексу, располагается к югу от г. Балея. Он интересен как пример использования петротектонических наблюдений для выявления структурной обособленности разных групп пород и несоответствия его внутреннего строения форме массива.

Из геологической карты массива (фиг. 47) следует, что в его пределах в структурном отношении выделяются две группы пород. Породы первой группы — порфириовидные граниты с директивной текстурой, слагающие среднюю часть массива. По директивным текстурам выявляется линейная зона, ориентированная на северо-запад, расположенная практически вкрест простирания массива. Такое явление маловероятно при интрузивном происхождении массива.

Вторая группа пород — аплитовидные граниты и аплиты с массивной текстурой. Эти породы имеют постепенные переходы (формально фациальные взаимоотношения) к гранитам первой группы. Однако картирование показывает, что они не являются фациями гранитов с директивной текстурой. Действительно, контур зоны развития пород второй группы "срезает" структуры пород первой группы. Между породами, имеющими постепенные переходы, существуют возрастные фазовые взаимоотношения. Такая ситуация может возникнуть при наличии лишь процессов замещения. Так, на участке в южном контакте массива выделяется небольшое "пятно" гранитов с директивной текстурой, полностью расположенное в породах второй группы. Тем не менее этот участок занимает положение не ксенолита, а скиалита, т.е. в структурном отношении он является продолжением (без смещения) главной зоны развития пород первой группы.

Петрографические исследования подтверждают высказанные сообщения. При изучении штуфов и шлифов пород в пределах зон



Фиг.2. Реликтовая структура пироксеновых порфиритов в породах Акатуевского массива. Черное – пироксен. Увел.30, николи скрещены



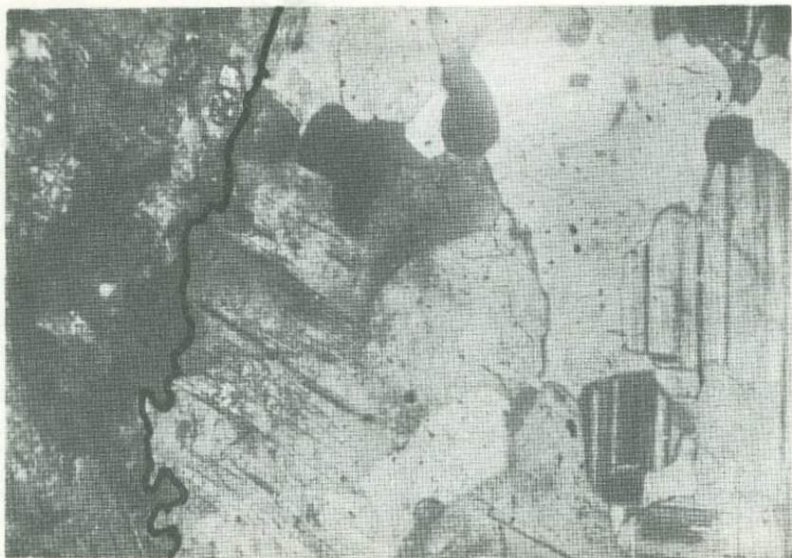
Фиг.3. Ороговикованный порфирит. Увел.30, николи скрещены



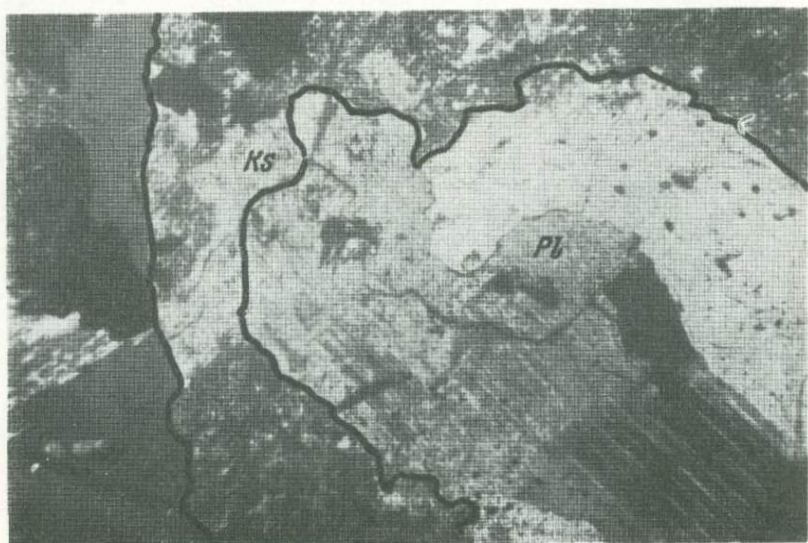
Фиг. 5. Развитие трещинного биотита после этапа пластических деформаций сиенито-диоритов. Увел. 30, николи скрещены



Фиг.6. Развитие агрегатных порфиробластов плагиоклаза (Pl) после трещинного биотита в сиенито-диоритах. Увел.30, николи скрещены



Фиг.7. Формирование агрегатного метакристалла плагиоклаза при динамометаморфизме. Увел.30, николи скрещены



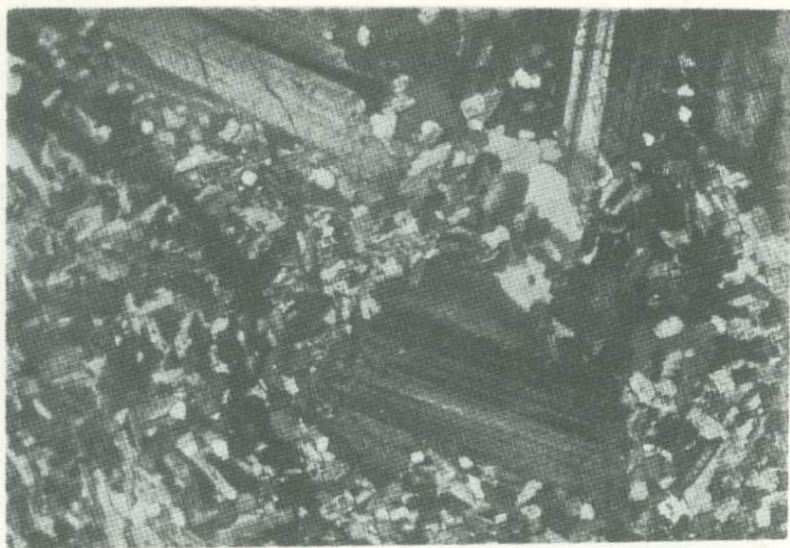
Фиг.8. Развитие монокристаллической каймы калишпата (*Ks*) вокруг агрегатного порфиробласта плагиоклаза (*Pl*) в сиенито-диоритах. Увел.30, николи скрещены



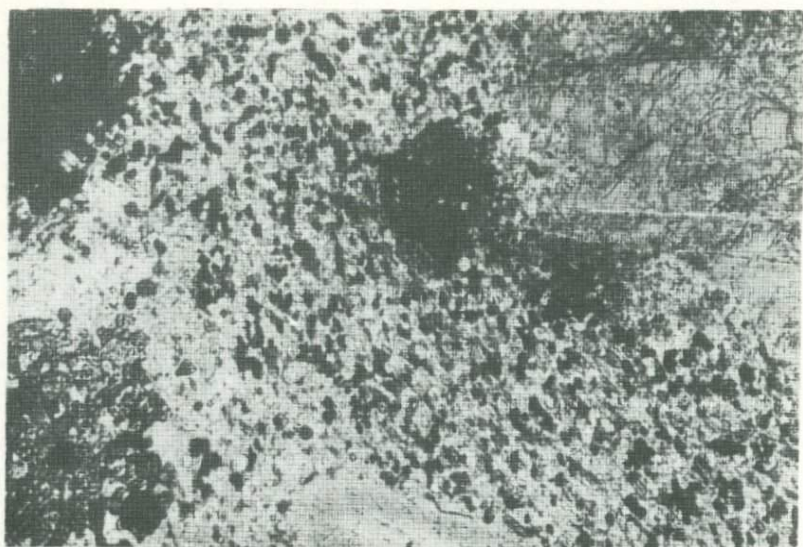
Фиг.9. Пересечение трещинного биотита калишпатом. Увел.30, николи скрещены



Фиг.10. Переработка трещинного биотита в аплитовой минеральной ассоциации. Увел.30, николи скрещены



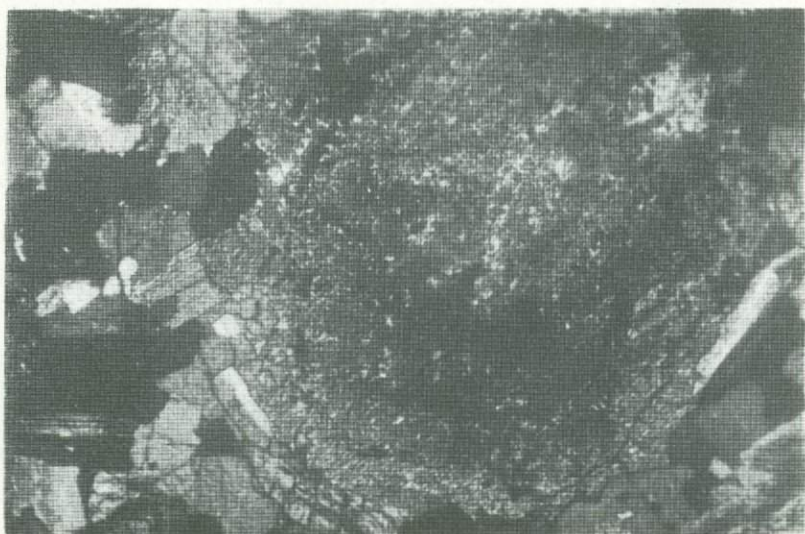
Фиг.15. Апопорфитовая порода с реликтовой флюидальностью среди гранитоидов Шахтаминского массива. Увел.30, николи скрещены



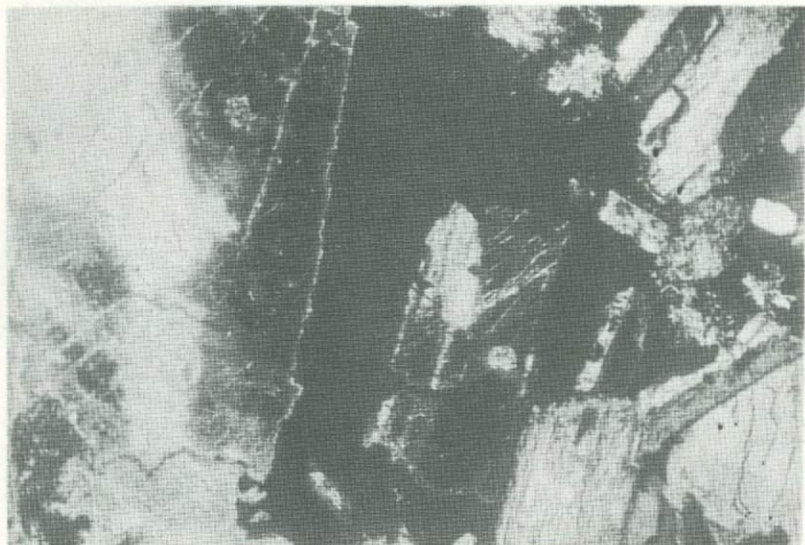
Фиг.16. Ороговикованный плагиоклаз-пироксеновый порфирит. Шахтаминский массив. Увел.30, николи скрещены



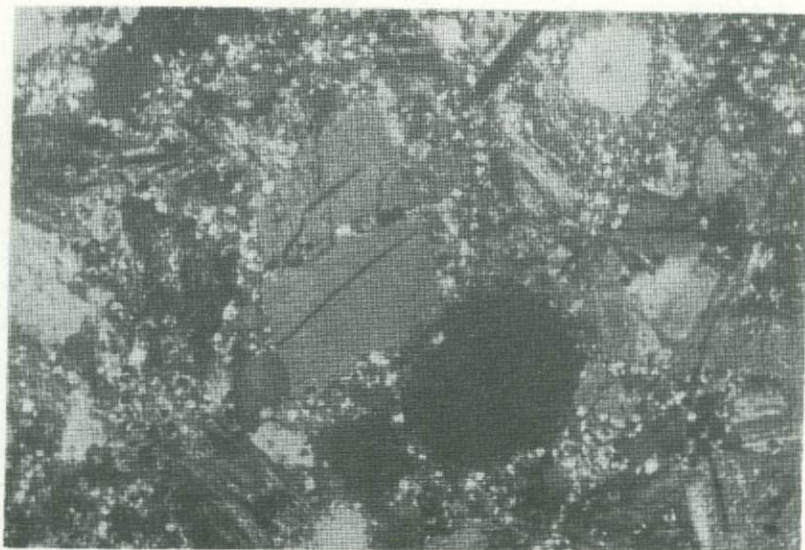
Фиг.17. Долеритоподобная структура пород Шахтаминского массива. Увел.30, николи скрещены



Фиг.18. Реликты структуры пироксеновых порфиритов в сиенито-диоритах Шахтаминского массива. Увел.30, николи скрещены



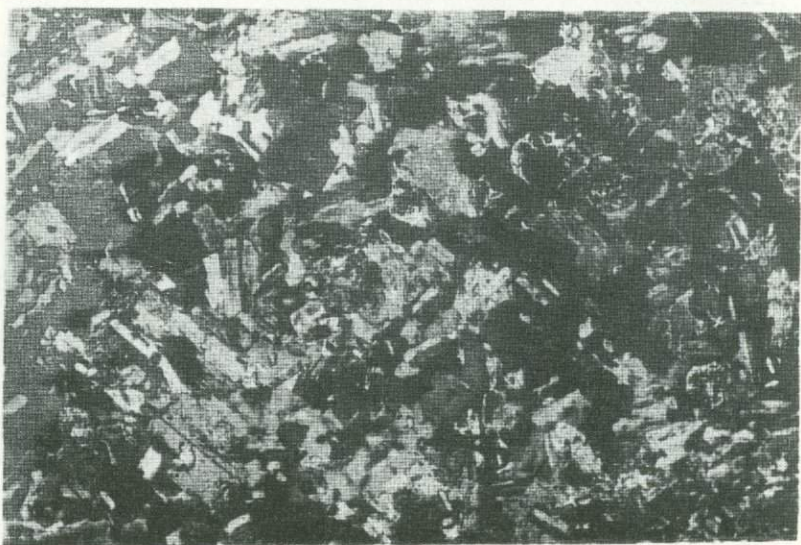
Фиг.19. Развитие калишпата после трещинной альбитизации в породе сиенито-диоритового состава Шахтаминского массива. Увел.30, николи скрещены



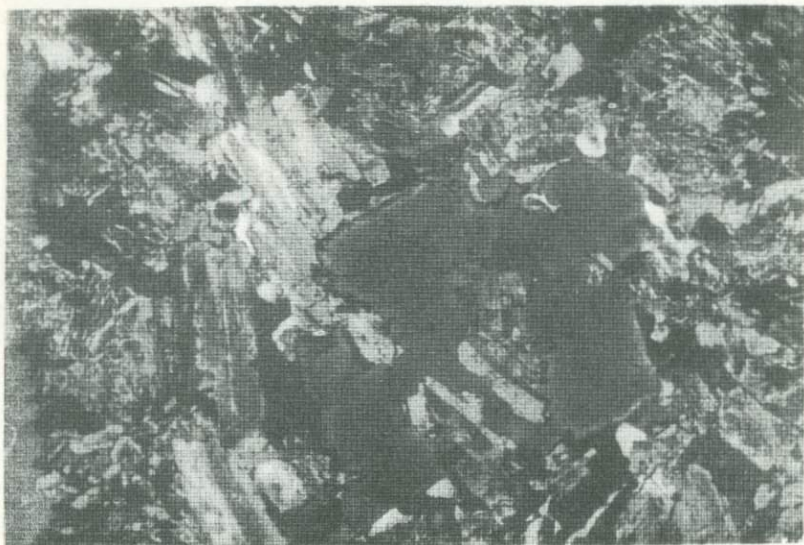
Фиг.20. Развитие микроплитовой минеральной ассоциации после калишпата. Увел.30, николи скрещены



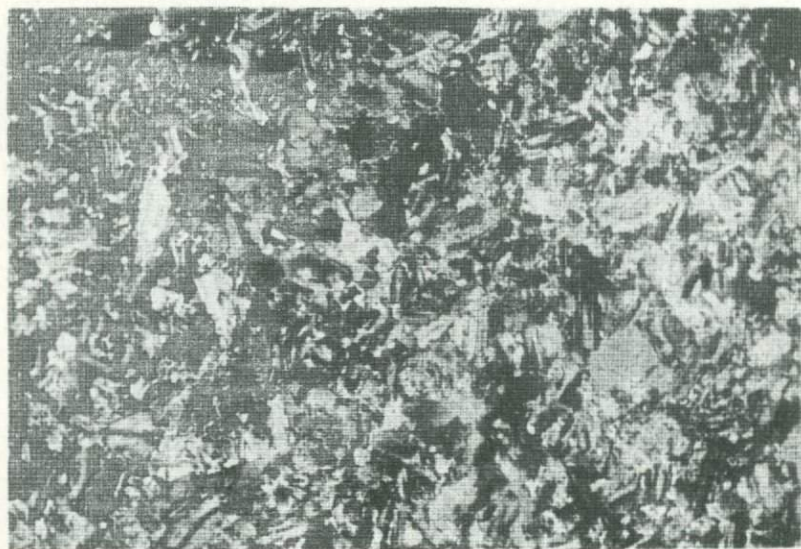
Фиг.21. Частично ороговикованная апопорфированная порода Северо-Сарбактуйского массива. В правом верхнем углу виден реликтовый вкрапленник плагиоклаза. Мелкозернистый агрегат – роговик. Увел. 30, николи скрещены



Фиг.22. Продукт перекристаллизации породы, изображенной на фиг.21. Северо-Сарбактуйский массив. Увел.30, николи скрещены



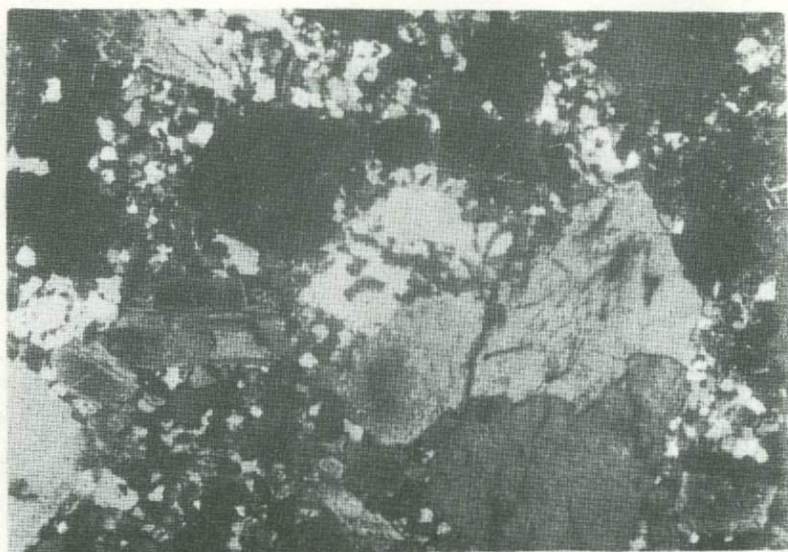
Фиг.23. Биотитизация породы с реликтовыми следами течения материала. Северо-Сарбактуйский массив. Увел.30, николи скрещены



Фиг.24. Сочетание долеритоподобной и роговиковой структур в одной породе (сиенито-диорит). Буторихинский массив. Увел.30, николи скрещены



Фиг.25. Реликты структуры пироксеновых порфиритов (с реликтовой флюидальностью) в сиенито-диоритах Буторихинского массива. Увел.30, николи скрещены



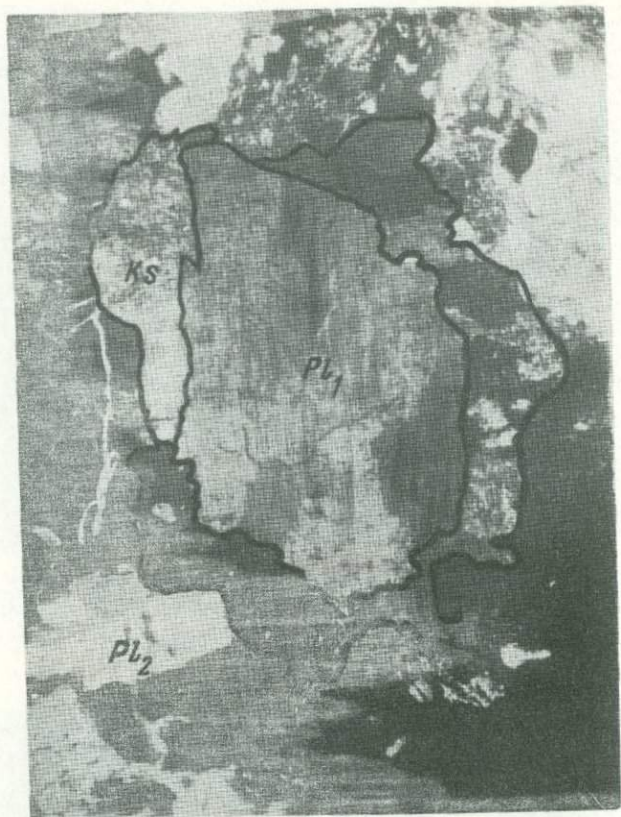
Фиг.27. Грануляция материала (в частности кварца) при албитизации породы. Буторихинский массив. Увел.30, николи скрещены



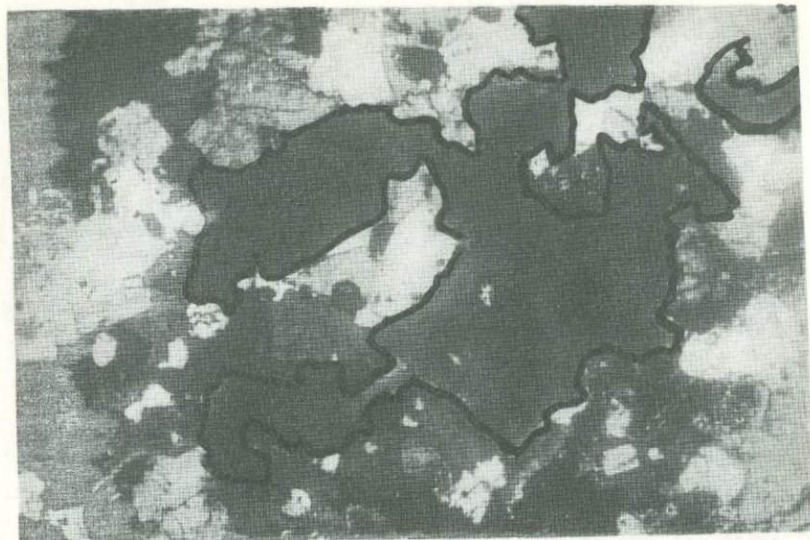
Фиг. 28. Сиенито-диорит Алиинского массива. Увел. 30, николи скрещены



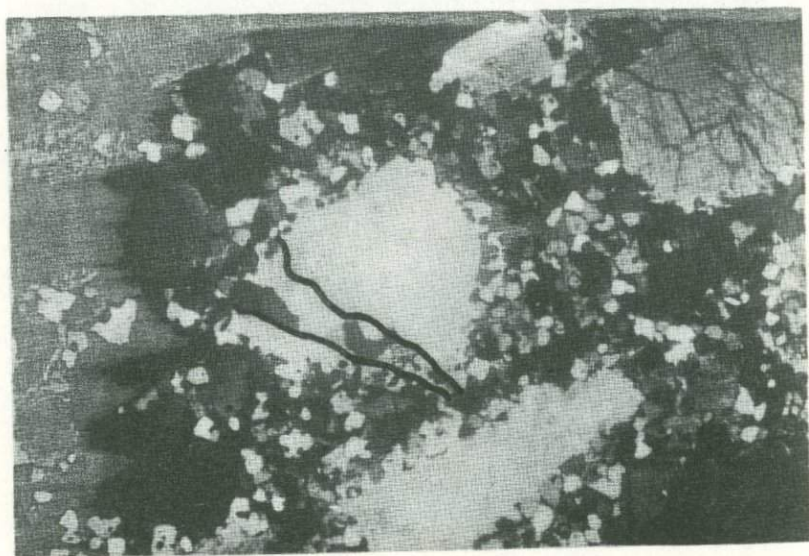
Фиг.29. Трещинный биотит в гранодиоритах Алиинского массива, поперечный срез. Увел.30, николи скрещены



Фиг.30. Присутствие в одной породе резко динамометаморфизованного плагиоклаза (агрегатный кристалл) и не динамометаморфизованных зерен плагиоклаза, калишпата (кайма вокруг агрегатного кристалла) и кварца. Алиинский массив. Увел.30, николи скрещены Pl_1 - резко динамометаморфизованный кристалл плагиоклаза (агрегатный кристалл); Pl_2 - не динамометаморфизованный плагиоклаз; Ks - калишпат



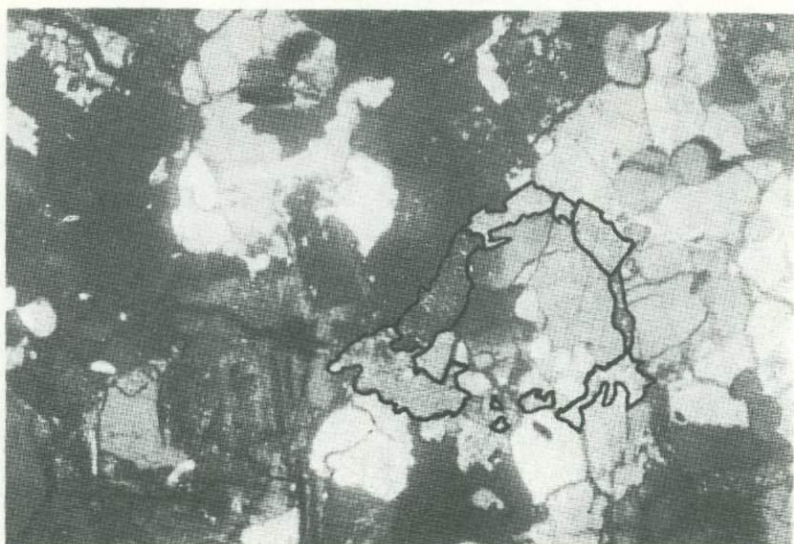
Фиг.31. Резорбция трещинного биотита (косой срез) при появлении аплитовой минеральной ассоциации в сиенито-диоритах Алиинского массива. Увел.30, николи скрещены



Фиг.32. Грануляция кристаллов кварца и превращение их в агрегатные кристаллы при аплитизации породы. Алиинский массив. Увел.30, николи скрещены



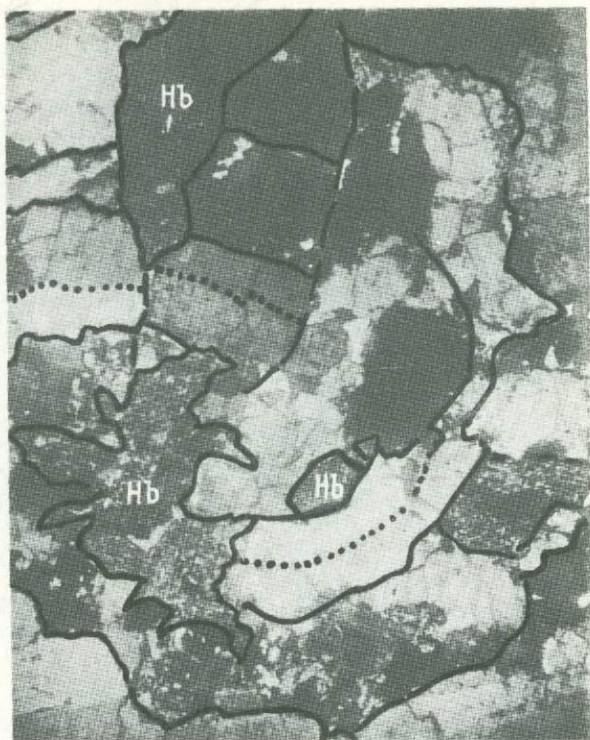
Фиг.33. Развитие трещинной роговой обманки в бластических гранитах Пуринского массива. Увел.30, николи скрещены



Фиг.35. Фиксация концентрических дислокаций биотитом в гранитах Пуринского массива. Увел.30, николи скрещены



Фиг. 36. Пластические деформации концентрического характера гранитов Пуринского массива. Увел. 30, николи скрещены



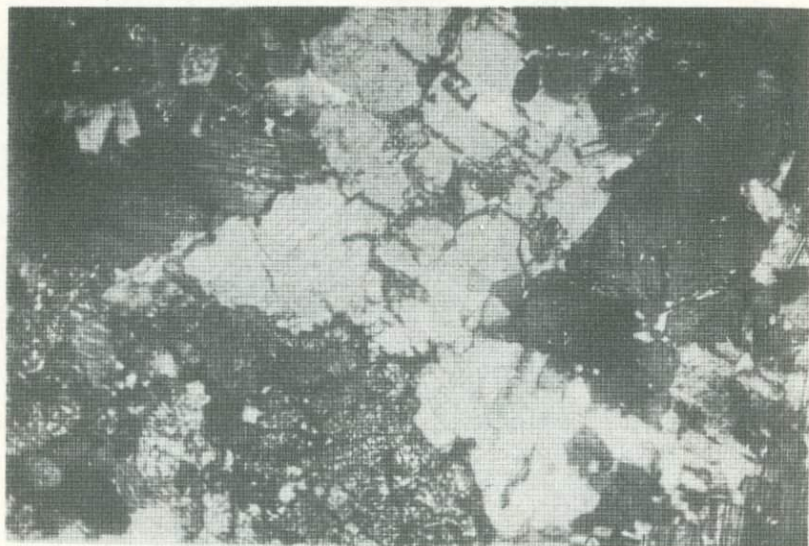
Фиг.37. Динамометаморфизованный гранит с трещинной роговой обманкой (Нб). Пуринский массив. Увел.30, николи скрещены



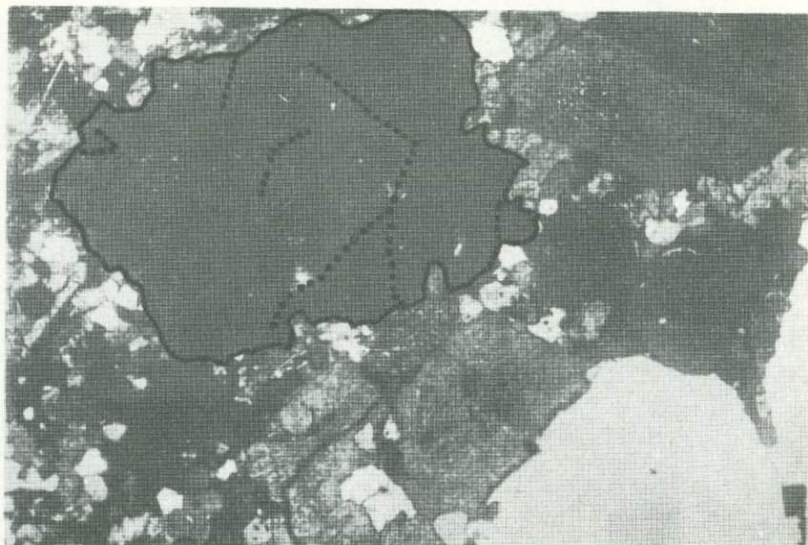
Фиг.38. Трещинный биотит в гранитах Пуринского массива. Увел.30, без анализатора



Фиг.39. Развитие калишпата в агрегатном кристалле плагиоклаза (плагиоклаз развивается после этапа деформации плагиоклаза). Пуринский массив. Увел.30, николи скрещены



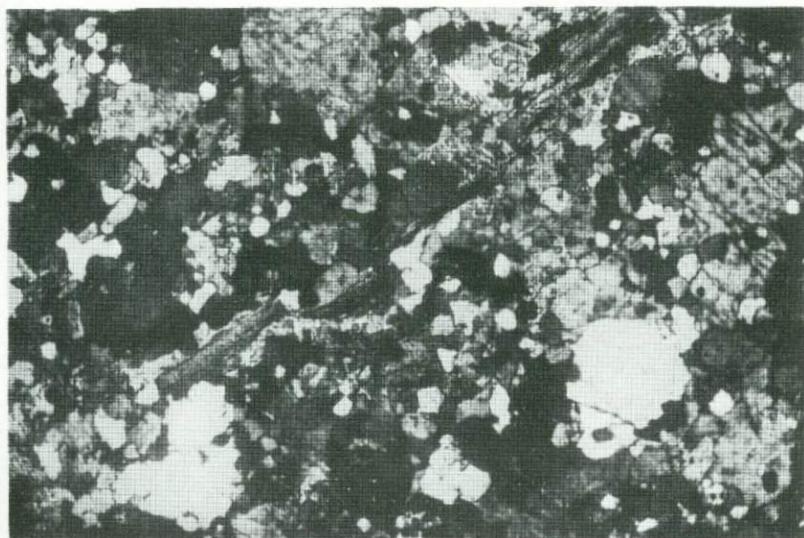
Фиг.40. Пироксенизация агрегатного кристалла плагиоклаза в диоритах Пуринского массива. Увел.30, николи скрещены



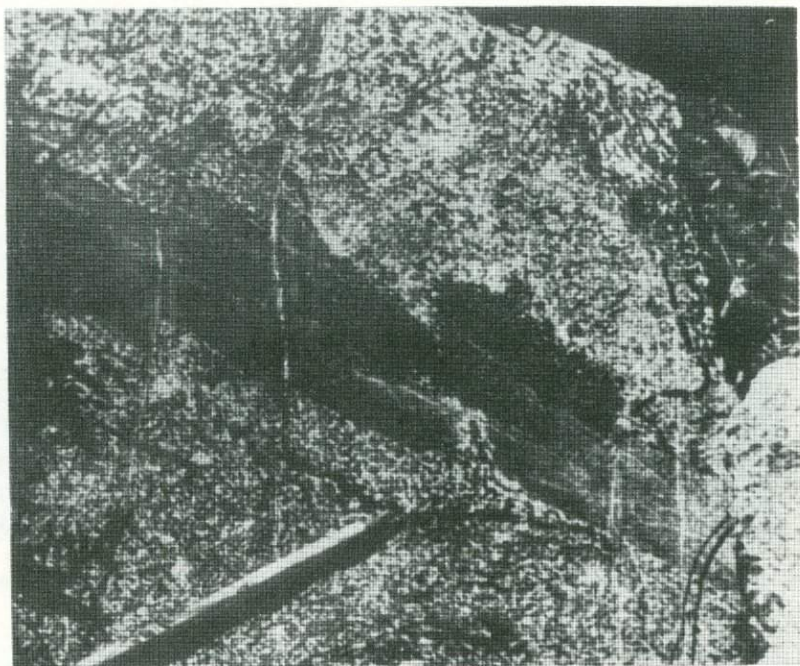
Фиг.48. Зарождение агрегатных кристаллов кварца в гранитах Голготайского массива при их албитизации. Показан контур агрегатного кристалла кварца. Увел.30, николи скрещены



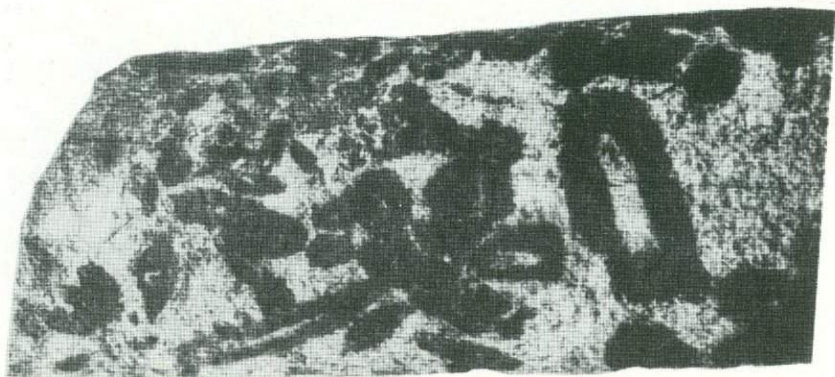
Фиг.50. Характер биотитизации гранитов Белухинского массива. Увел.30, без анализатора



Фиг.51.Трещинный биотит, развивающийся после аштитовой минеральной ассоциации в аплитовидных гранитах Алдакачанского массива. Увел.30, николи скрещены



Фиг.57. Реликтовая дайка диабаз-амфиболитов. Рудное поле Дарасуна



Фиг.58. Футляровидные метакристаллы роговой обманки в габбро-амфиболитах Восточного Дарасуна (поперечное сечение керна 8 см)

развития пород второй группы выявлена массовая аплитизация пород первой группы. Одним из самых ярких доказательств существования аплитизации здесь служит ее эндотермический характер, т.е. не экзотермическая кристаллизация остаточного вещества, а активное разрушение и грануляция предшествующей минеральной ассоциации.

В породах без аплитовой минеральной ассоциации (гранит) фенокристы калишпата имеют собственные кристаллографические очертания. Там же, где присутствует аплитовая минеральная ассоциация (аплитовидный гранит), кристаллы калишпата резко корродированы и частично разрушены. В породах с большим количеством аплитовой минеральной ассоциации фенокристы калишпата "пропитаны" аплитовым веществом. Особенно часто аплитовая минеральная ассоциация проникает в фенокристы калишпата по швам карлсбадских двойников. При большом количестве аплитового вещества оно проникает далеко вдоль шва двойника и в конце концов совсем разделяет обе половины кристалла, которые превращаются в самостоятельные зерна.

Кроме того, установлены факты, прямо указывающие на разновозрастность гранитовой и аплитовой минеральных ассоциаций. На фиг. 48 приведена микрофотография породы, сложенной как крупнозернистой минеральной ассоциацией гранитного характера обычно с директивной текстурой (по макроскопическим наблюдениям), так и аплитовой минеральной ассоциацией. Видно зарождение агрегатного кристалла кварца при появлении аплитового вещества. В породе аплитовая минеральная ассоциация не динамометаморфизована, а гранитовая — динамометаморфизована, т.е. во времени они разделены этапом динамометаморфизма.

Приведенный материал показывает, что в гранитах Голготайского массива выделяются две разновозрастные минеральные ассоциации.

Сарбактуйский массив находится к западу от Голготайского массива и обладает сходными чертами строения. Поэтому лишь укажем, что в пределах массива также выделяются две группы пород. Одна из них представляет крупнозернистые порфировидные граниты с директивной текстурой, а другая — аплитовидные граниты и аплиты. Они связаны постепенными переходами, однако картирование показывает, что они находятся в фазовых взаимоотношениях. Отсюда следует, что вторая во времени группа пород сформировалась при замещении пород первой группы.

Как в предыдущем случае, отмечается грануляция и дезинтеграция зерен гранита при появлении аплитовой минеральной ассоциации, т.е. при аплитизации пород. Так, например, на фиг. 49 приведены зарисовки результатов дезинтеграции зерна калишпата вдоль шва карлсбадского двойника. В первый этап наблюдается лишь частичное проникновение аплитового вещества в зону двойникового шва. В шлифе отчетливо видна цепочка зерен аплитового материала в зоне двойникового шва. Во второй этап отмечается дезинтеграция половинок зерна калишпата, но еще сохраняется единая система

пертитовых вростков. В третий этап образовавшиеся индивиды не только разделяются, но и корродируются. Кроме того, исчезают пертитовые вростки в калишпате, т.е. последний подвергается перекристаллизации. Таким образом, в формировании исследуемой породы участвуют три минеральные ассоциации: гранит, аплит и продукты перекристаллизации.

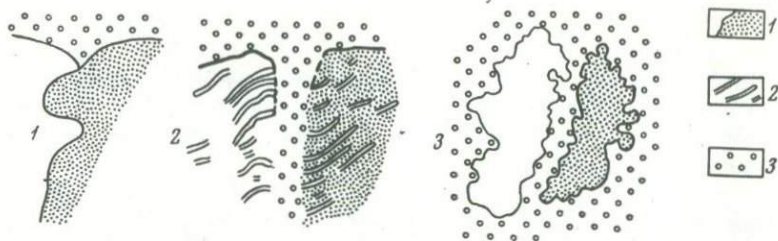
Белухинский массив относится к кукульбейскому комплексу верхнеюрского возраста. Он сложен в основном слабо порфировидными гранитами. Участками граниты подверглись брекчированию и трещиноватости, после чего они сильно биотитизированы, в результате чего возникли двухактные породы:

{ гранит, биотит },

для которых брекчирование и трещиноватость служат репером многоактности (фиг. 50).

Фиг. 47. Геологическая карта Голготайского массива. Составлена по материалам В.Л. Фишера, Я.П. Белинской, К.В. Вараксина, В.П. Душевина, Р.В. Лесняка, В.Н. Семенова, С.Ф. Мироновой с привлечением собственных материалов

1 - мигматизированные гранито-гнейсы предположительно протерозойского возраста; 2 - песчаники нижнекаменноугольного возраста газимуро-заводской свиты; 3 - диориты первой фазы ундинского комплекса (средний палеозой); 4 - гранодиориты второй фазы ундинского комплекса; 5 - граниты третьей фазы ундинского комплекса; 6 - лейкократовые граниты четвертой фазы ундинского комплекса; 7 - андезитовые порфиры с прослоями туфогенных песчаников и конгломератов среднеюрского возраста (шадоронская серия); 8 - роговики верхнеюрского возраста; 9 - грейзенизированные породы (процесс грейзенизации, по-видимому, связан с гранитами Голготайского массива верхнеюрского возраста); 10 - аплитовидные граниты Голготайского массива верхнеюрского возраста; 11 - граниты и гранодиориты с директивными текстурами Голготайского массива; 12 - аплиты, скиакристаллические аплиты (псевдогранит-порфиры) верхнеюрского возраста; 13 - дайки аплитов; 14 - дайки аплитовидных и мелкозернистых гранитов; 15 - штоко- и дайкообразные тела гранит-порфиров; 16 - штоко- и дайкообразные тела гранодиорит-порфиров; 17 - дайки гранит-порфиров; 18 - дайки гибридных порфиров; 19 - дайки спессартитов; 20 - дайки диоритовых порфиров (15-20 - породы имеют средне- и верхнеюрский возраст, имеющийся фактический материал пока не позволяет провести точное возрастное расчленение жильных пород); 21 - геологические границы с относительно четким контактом между породами; 22 - геологические границы нечеткого характера; 23 - границы Голготайского массива; 24-25 - ориентировка элементов линейности и полосчатости; 26 - разрывные нарушения



Фиг.49. Процесс дезинтеграции зерна калишпата вдоль шва карлсбадского двойника при аплитизации породы

1 – калишпат; 2 – пертитовые вростки; 3 – аплитовая минеральная ассоциация

Алдакачанский массив, расположенный близ Белухинского массива, тоже относится к кукульбейскому комплексу. Он сложен в основном аплитовидными гранитами. Особенностью его пород является наличие трещинного биотита. Причем если в гранитоидах шахтаминского комплекса трещинный биотит предшествует аплитовой минеральной ассоциации, то здесь он развивается после нее. Так, например, на фиг. 51 приведена микрофотография породы, состоящей из трех минеральных ассоциаций. Первая – реликтовые (часто динамометаморфизованные), относительно крупные зерна гранитного материала, вторая имеет аплитовый характер (не динамометаморфизована). После образования двух минеральных ассоциаций

{гранит, аплит}

порода подверглась трещиноватости.

По линейным трещинам сформировался биотит (на фиг. 51 линейная зона биотита наискось пересекает фотографию). Отсюда следует, что биотитовые аплитовидные граниты Алдакачанского массива трехактны и могут быть охарактеризованы формулой:

{гранит, аплит, биотит}.

Курунзулаевский массив обычно не относят к какому-либо определенному комплексу. От гранитоидов шахтаминского комплекса он отличается отсутствием пород среднего и основного состава, а от гранитоидов кукульбейского комплекса – отсутствием ультракислых пород. Курунзулаевский массив в основном сложен порфировидными гранодиоритами, реже гранитами, причем он почти лишен аплитов и пегматитов. Отсутствие аплитовой минеральной ассоциации в породах дает возможность установить характер возрастных взаимоотношений между фенокристами калишпата и базисом породы, имеющим директивную текстуру. В данном случае альтернатива такова: либо фенокристы формируются раньше базиса, и тогда они являются вкрапленниками; либо они формируются после базиса и являются порфиробластами. Во-первых, отмечается цепочечный рост

кристаллов калишпата, что служит доказательством позднего их происхождения. Во-вторых, отчетливо видно, что цепочка калишпатовых кристаллов расположена под углом к направлению директивных текстур породы, что невозможно при кристаллизации их из расплава в виде вкрапленников. Таким образом, породы Курунзулаевского массива двухактны и представляют следующее множество минеральных ассоциаций:

{ гранит, калишпат }.

Киркиринский массив, находящийся близ пос. Кличка, относится к кульбейскому комплексу. Он сложен в основном аляскидовыми и лейкократовыми гранитами с дымчатым кварцем или морионом. Для пород характерна или миароловая или своеобразная петельчатая текстура. Интересны взаимоотношения границы раздела между аплитовидными гранитами и аляскидовыми гранитами с "петлями" дымчатого кварца и мориона (фиг. 52). Последние расположены так, как будто никакой границы между разными породами не существует. Такая ситуация может создаваться при трех путях формирования породы. В одном случае в первую очередь формируется аляскидовый гранит, потом он аплитизируется, в результате чего образуется аплитовидный гранит, и в конце концов в породе должен возникнуть дымчатый кварц, т.е. порода будет представлять следующее множество минеральных ассоциаций:

{ гранит, аплит, кварц }.

Другие возможные пути характеризуются такими последовательностями минеральных ассоциаций:

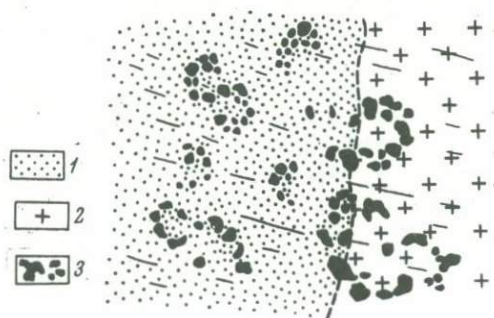
{ аплит, гранит, кварц },

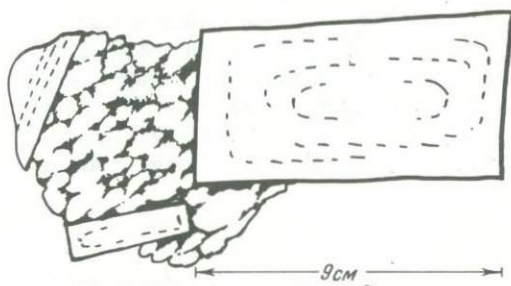
{ гранит, кварц, аплит }.

Сейчас мы не знаем, какой путь формирования породы имел место. Однако взаимоотношения минеральных ассоциаций на фиг. 52 показывают, что невозможна одновременная кристаллизация кварца и гранита или аплита, ибо в противоположном случае цепочки зерен кварца на пересекали бы границу между разными породами. Отсюда

Фиг. 52. Граниты Киркиринского массива с петельчатой текстурой, натур. вел.

- 1 - аплитовидные граниты;
2 - аляскидовые граниты;
3 - крупные зерна дымчатого кварца и мориона





Фиг.53. Характер гранодиоритов Карачачинского массива (пояснения в тексте)

следует, что лейкократовые породы по крайней мере двухактны, даже если не известен относительный порядок формирования минеральных ассоциаций.

Этыкинский массив обычно относят к кукульбейскому комплексу, причем считается, что он сложен гранитами. Однако термин "гранит" применим здесь лишь в чрезвычайно широком смысле, ибо породы массива состоят из альбита, амазонита, дымчатого кварца (или мориона) и лепидолита. Если строго придерживаться петрографической номенклатуры, следует называть эту породу по породообразующим минералам — альбит-амазонит-кварц-лепидолитовой породой. В ней имеются дайки аплитов, которые формируются после жильного кварца гидротермального происхождения. Если аплиты Этыкинского массива являются продуктами кристаллизации остаточной жидкости эвтектического характера, то совершенно неясно, как между двумя фациально связанными породами вклинились во времени гидротермальные процессы. Гораздо естественнее в данном случае полагать, что в общем процесс имеет пульсационный характер, т.е. два плутонических процесса разделены во времени гидротермальным процессом.

Карачачинский массив расположен в зоне Монголо-Охотского разлома на крайнем востоке изученной нами площади. Массив сложен порфировидными гранитами, гранодиоритами и обычно относится к сретенскому комплексу юрского возраста. Породы массива — резко порфировидные гранодиориты. Отметим, что гранодиориты объединяют три минеральные ассоциации: гранодиоритовую, гигантских порфиробластов калишпата (размером до 20 см) и аплитовую.

На фиг. 53 охарактеризованы взаимоотношения первых двух минеральных ассоциаций. Гранодиоритовая минеральная ассоциация — довольно редкая в структурном отношении порода. Это множество овоидальных зерен калиевого минерала (в основном плагиоклаза), в интерстициях между которыми находятся все (!) феррические минералы (биотит, роговая обманка). При изучении подобных пород рудного поля Дарасуна такая структура была названа нами овоидальной. Вопрос о ее происхождении был рассмотрен в Московском обществе испытателей природы. При обсуждении

все участники, включая таких признанных магматистов, как Е.А. Кузнецов и В.С. Коптев-Дворников, согласились, что овоидальная структура имеет метаморфическое происхождение, ибо в данном случае наблюдается полная инверсия порядка кристаллизации минералов (все фемические минералы формируются в последнюю очередь). Е.А. Кузнецов на основании исследований Уральской петрографической провинции считает, что такие породы представляют продукт метаморфизма граувакк, В.С. Коптев-Дворников, используя материалы по Казахстану, согласился с мнением Е.А. Кузнецова. Мы не думаем, что породы с подобной овоидальной структурой обязательно представляют продукт переработки граувакк, но в их метаморфическом происхождении не сомневаемся.

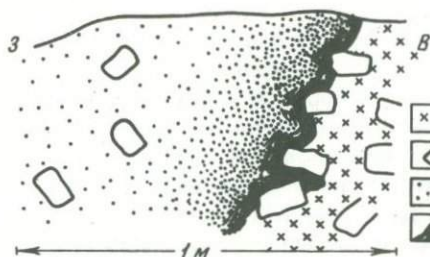
Породы с овоидальной структурой переполнены крупными и гигантскими кристаллами калиевого полевого шпата овоидальной и таблитчатой формы размером до 20 см. Первым доказательством их порфиробластического происхождения является несогласное положение кристаллов по отношению к направлению директивной текстуры гранодиоритов. Во-вторых, об этом же свидетельствует метаморфическая природа субстрата, в котором они расположены. Таким образом, формула породы, изображенной на фиг. 53, имеет следующий вид:

{ гранодиорит, калишпат }.

Аплитовидная минеральная ассоциация развита в пределах массива крайне неравномерно, т.е. практически весь аплитовый материал сконцентрирован в западной части массива, где породы имеют аплитовидный характер (интерстиционный аплит). Происхождение аплитов Карачачинского массива выяснялось при изучении его центральной части, т.е. в зоне перехода от аплитовидных пород к породам без аплитового материала.

Здесь калишпатизированные гранодиориты прорываются дайками так называемых гибридных порфиритов, которые в свою очередь инъецируются многочисленными прожилками аплитов. При этом дайки гибридных порфиритов нередко превращаются в реликтовые дайки. Таким образом, в данном случае зафиксирован возрастной отрыв аплитов от вмещающей породы. Однако этого материала недостаточно, ибо может возникнуть предположение о том, что это относится только к дайкам аплитов, а не к интерстиционному аплиту. Поэтому мы приводим дополнительные данные.

Дайки аплитов в средней части Карачачинского массива были обнаружены на вершине небольшого хребта. У подножия хребта, ниже по разрезу на 100 м, обнаружены уже не дайки аплитов, а мощные зоны аплитизации. Здесь аплитовый материал иногда слагает целые поля и сопровождается оторочками фемического материала (фиг. 54). Эти оторочки — панидиоморфнозернистые горн-blendиты, т.е. скопление идиоморфных, призматических кристаллов роговой обманки. Существование таких кайм является критерием

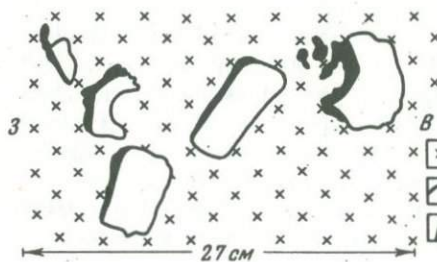


Фиг.54. Оторочка панидиоморфнозернистых горнблендитов около зоны аплитизации (Карачачинский массив)
 1 - гранодиорит; 2 - порфиробласты калишпата; 3 - аплитовая минеральная ассоциация; 4 - панидиоморфнозернистые горнблендиты

самостоятельности аплитобразования, ибо каймы амфиболизации могут возникнуть только в твердой среде.

Нами выявлены также еще два критерия самостоятельности аплитобразования. В восточном направлении порфиробласты калишпата как бы "присыпаны" сверху мелкими призматическими кристаллами роговой обманки. Иногда такие "присыпки" образуют почти сплошную рубашку кристаллов. В литературе подобные рубашки фемического материала вокруг салических зерен породообразующих минералов обычно интерпретируются как реакционные каймы. Однако в данном случае такое объяснение этим каймам дать невозможно. Дело в том, что наблюдается явная асимметрия расположения фемического материала вдоль периметра кристаллов калишпата (фиг. 55). Иначе говоря, оторочки фемического материала наблюдаются лишь с западной стороны кристаллов, т.е. там, где находится главная зона аплитизации. Асимметрия в расположении оторочек легко объясняется. Действительно, если с зоной аплитизации связан вынос фемических компонентов, то он должен происходить от зоны, т.е. в восточном направлении (от восточного контакта зоны). Крупные кристаллы калишпата служат экранами на пути движения растворов, поэтому с западной стороны около них образуются каймы амфиболизации.

Второй дополнительный критерий самостоятельности аплитобразования не менее убедителен. Известно, что объем расплава больше, чем объем того кристаллического вещества, из которого он образовался, т.е. при значительной степени развития амфиболизации вокруг зон аплитизации (в комплементарных - дополнитель-



Фиг.55. Асимметричные оторочки панидиоморфнозернистых горнблендитов около порфиробластов калишпата (Карачачинский массив)
 1 - гранодиориты; 2 - порфиробласты калишпата; 3 - каймы панидиоморфнозернистых горнблендитов

ных зонах) должны быть какие-либо деформации вещества. Нами в восточной половине Карачачинского массива (в комплементарной зоне аплитизации) обнаружены пластические деформации порфиروبластов калишпата. Обычно углы кристаллов калишпата практически прямые, здесь же появляются менисковидные грани, приводящие к образованию острых углов, или наблюдаются полностью деформированные кристаллы.

Таким образом, весь комплекс данных свидетельствует о том, что амфиболизация является в пространстве дополнительной по отношению к аплитизации. Следовательно, в западной части массива присутствуют полихронные породы типа:

{ гранодиорит, калишпат, аплит },

а в восточной части породы:

{ гранодиорит, калишпат, роговая обманка }.

Рудные поля Дарасуна изучались нами для сопоставления интенсивности и полноты проявления многоактных процессов в рудных и безрудных участках. В пределах рудного поля многоактные процессы развиты необычайно сильно. Обобщив этот материал, можно считать, что рудные поля — это наиболее мобильные участки земной коры. Так как мы приводим данные лишь по одному рудному полю, то рассмотрим вопрос о многоактности несколько более подробно, чем в предыдущих случаях.

В петрографическом отношении рудное поле Дарасуна разделяется на две части. На юго-востоке развиты гранитоиды палеозойского (предположительно среднепалеозойского) возраста: гранодиориты, лейкократовые диориты, кварцевые диориты и т.д. В северо-западной части рудного поля распространены более основные породы (амфиболиты, габбро-амфиболиты, габбро), вероятно верхнепротерозойского возраста. Вдоль контакта этих двух крупных зон сформировалась почти линейная зона с калиевой спецификой. Здесь широко развиты калишпаты, сиениты, граносиениты. Нам представляется, что калийный материал можно параллелизовать с гранитоидами амананского комплекса нижнемезозойского возраста. Близ этой контактовой зоны сформировалась Дарасунская дайка плагиогранит-порфиров среднеюрского возраста, на которую наложено золотое орудование тоже среднеюрского возраста.

На рудном поле Дарасуна привлекают внимание необычайно широко, практически повсеместно развитые реликтовые дайки основных пород. Всего нами обнаружено четыре этапа реликтовых даек. В этап времени T_1 существовала порода X_1 . В нее внедрились дайки базальтоидного состава первого этапа. Впоследствии вся система была мобилизована, порода X_1 превратилась в породу $\{X_1, X_2\}$, а дайка первого этапа — в реликтовую дайку первого этапа. После этого в момент времени T_2 вновь внедряются основные дайки, которые затем превращаются в реликтовые дайки второго этапа, а порода $\{X_1, X_2\}$ — в породу $\{X_1, X_2, X_3\}$. После такого же треть-



Фиг. 56. Дайка амфиболитизированных диабазов с противоречивыми возрастными взаимоотношениями с вмещающими породами (Восточный Дарасун)

1 — гранодиориты; 2 — включения амфиболитов; включения пород, промежуточных между амфиболитами и диабазами: 3 — ближе к амфиболитам, 4 — ближе к диабазам; 5 — амфиболитизированные диабазы

его этапа вмещающая порода превращается в породу $\{X_1, X_2, X_3, X_4\}$, а после четвертого — в породу

$\{X_1, X_2, X_3, X_4, X_5\}$.

Таким образом, вмещающие реликтовые дайки породы по крайней мере пятиактны.

Дайки последнего (четвертого) этапа сейчас представляют слабо метаморфизованные диабазы, третьего этапа — амфиболитизированные диабазы, первого — амфиболиты. Породы второго этапа имеют промежуточный характер между диабазами и амфиболитами.

Реликтовая дайка четвертого этапа (амфиболитизированных диабазов) расположена под углом к направлению директивных текстур вмещающих гранодиоритов (фиг. 56). Кроме того, она пересекает включения амфиболитов. Таким образом, амфиболитизированные диабазы — это дайки, и их нельзя рассматривать в качестве ксенолитов в гранодиоритах.

Вместе с тем в той же дайке наблюдаются инъекции вмещающих пород по системе лестничных трещин, иногда полностью "разрезающие" дайку. Интересно, что в виде инъекций присутствуют также включения амфиболитов, находящиеся в гранодиоритах (более древние реликтовые дайки). Отсюда следует, что вмещающая дайку порода в постдайковый этап была действительно мобилизована и оказалась в виде инъекций в теле дайки.

В реликтовой дайке диабаз-амфиболитов (третьего этапа) обнаружены включения гранитизированных амфиболитов в гранодиоритах (фиг. 57). Если диабаз-амфиболитовое тело рассматривать как ксенолит, то окажется, что два ксенолита пересекаются между собой, что невозможно. Отсюда следует, что тело диабаз-амфиболитов является дайкой. Вместе с тем здесь же видны четкие инъекции в диабаз-амфиболиты гранодиоритов (справа) и гранитизированных амфиболитов (слева) по системе лестничных трещин. Таким образом, существуют противоречивые возрастные взаимоотношения двух

пород. Именно эти данные объясняются наличием реликтовых даек.

Интересно, что чем моложе реликтовая дайка, тем в большей степени по форме она является жильным телом, а чем она древнее, тем больше она похожа на включение во вмещающих породах.

Реликтовые дайки четвертого этапа имеют форму настоящих жильных тел, и только полный будинаж указывает на то, что это действительно дайка. Реликтовые дайки третьего этапа уже имеют отклонения от прямолинейных ограничений, а реликтовые дайки второго этапа в большей степени по форме представляют включения, чем дайки. Реликтовые дайки первого этапа (амфиболиты) по форме — настоящие включения в гранодиоритах. Первично дайковая их природа устанавливается лишь по данным о взаимных пересечениях различных амфиболитов.

Таким образом, реликтовые дайки, во-первых, служат довольно активным поставщиком основного материала во вмещающие гранитоиды. Во-вторых, они интересны для нас в качестве реперов многоактности породы (гранодиорита):

$$\{X_1, X_2, X_3, X_4, X_5\}.$$

В результате неоднократной мобилизации материала формируется порода, слагающая юго-восточную половину рудного поля Дарасуна, которая обычно называется гранодиоритом. Это такая же порода с овоидальной структурой, которая слагала первую минеральную ассоциацию Карачачинского массива. Гранодиорит с овоидальной структурой претерпел столько видоизменений, что расшифровать все процессы, приведшие к его формированию, изучая только гранодиорит, практически невозможно. Поэтому мы провели опыт геокартирования вокруг массивов по новому принципу, т.е. создали геологическую карту с пересекающимися геологическими границами.

Методика работы по созданию такой карты следующая. По набору устойчивых типоморфных признаков выбирается какая-либо минеральная ассоциация (ее самостоятельность доказывается для каждого конкретного участка). Далее картируется зона ее распространения независимо от того, в каких минеральных ассоциациях другого типа она расположена. Охарактеризуем одну из таких минеральных ассоциаций — роговую обманку.

На фиг. 58 приведена фотография зерна габбро-амфиболитовой породы с роговообманковыми "цветами". Почти все кристаллы роговой обманки футляровидные. Общеизвестно, что футлярообразные кристаллы являются метакристаллами. От футляровидных кристаллов имеются все переходы к метакристаллам с теньевым строением, т.е. к скелетным кристаллам (иногда один и тот же кристалл одновременно является скелетным и футляровидным).

В Дарасунском районе палеозойские породы расположены в соответствии с общим северо-восточным структурным планом Забайкалья и имеют северо-восточную ориентировку полосчатости, гнейсовидности и директивных текстур. Для мезозоя характерен иной план на-

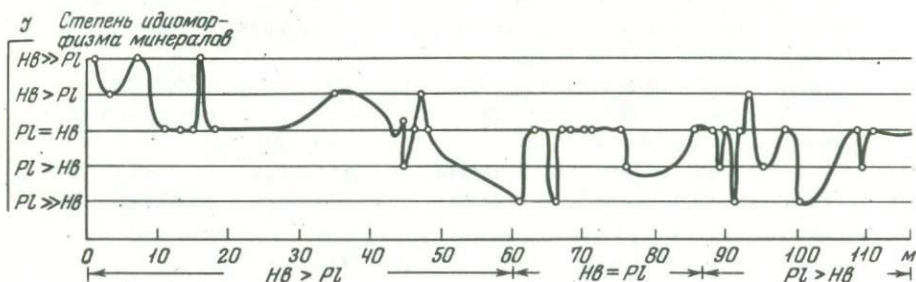
пряжений, в результате чего ориентировка с северо-восточной меняется на северо-западную. При частичном развитии каких-либо мезозойских процессов замещения в породе будут присутствовать образования как с северо-восточной, так и с северо-западной ориентировкой, вследствие чего возникают породы с двойной директивной текстурой.

В зависимости от присутствия подобных метакристаллов резко меняется степень идиоморфизма минералов. Введем следующие условные обозначения:

- $Hb \gg Pl$ - идиоморфизм роговой обманки резко выше идиоморфизма плагиоклаза;
- $Hb > Pl$ - идиоморфизм роговой обманки выше идиоморфизма плагиоклаза;
- $Hb = Pl$ - степень идиоморфизма роговой обманки и плагиоклаза примерно одинакова;
- $Pl > Hb$ - плагиоклаз идиоморфнее роговой обманки;
- $Pl \gg Hb$ - плагиоклаз резко идиоморфнее роговой обманки.

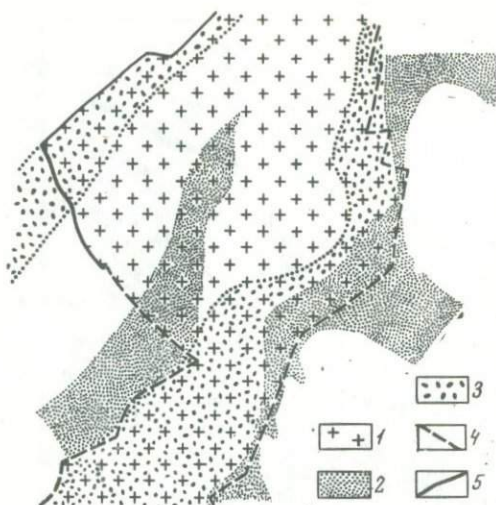
Применяя эти градации, мы построим кривую изменения степени идиоморфизма породообразующих минералов в габброидах по скв. 283 (фиг. 59). Кривая свидетельствует, что в разрезе на протяжении 115 м структура породы изменилась более 30 раз. Причем для интервала 0-60 м характерен большой идиоморфизм роговой обманки (здесь в породах роговой обманки в среднем больше, чем плагиоклаза, - меланократовые габбро). В интервале 90-115 м наблюдается обратное явление, а в интервале 60-90 м соответствующие параметры имеют промежуточные значения.

В ряде случаев зернистость метакристаллов роговой обманки резко уменьшается; они образуют скопления (горнблендиты). Прослеживая подобные зоны по простиранию, мы обнаруживаем, что горнблендиты развиты в виде оторочек вокруг зон плагиоклазового порфиروبластеза в амфиболитах. Эти два образования (плагиоклаз и роговая обманка) связаны в пространстве как две фации. Подтвер-



Фиг. 59. Изменение степени идиоморфизма породообразующих минералов в габброидах скв. 283 (рудное поле Дарасуна)

Фиг.61. Пересечение зонами полевошпатового порфиروبластеза геологических границ Икильонского массива



1 - гранодиориты без порфиробластического материала; 2 - зоны площадной калишпатизации и мелких порфиробластов калишпата; 3 - зоны развития полевошпатовых порфиробластов; 4 - границы Икильонского массива, имеющие тектонический характер; 5 - геологические границы

По данным абсолютного возраста и геологическим наблюдениям (А.М. Стрелов), гранодиориты имеют триасовый возраст. Однако нами установлено, что участками гранодиориты замещают андезитобазальты юрского возраста. В андезитобазальтах присутствуют интересные вкрапленники плагиоклаза с кристобалитом и метаакристобалитом в центральных частях. В реликтовом виде эти вкрапленники обнаружены нами в гранодиоритах примерно в 30 м от контакта с андезитобазальтами.

На основании этого материала приходилось делать парадоксальный вывод, что триасовые гранитоиды метаморфизуют среднеюрские андезитобазальты. Разрешение этого противоречия возможно, если отбросить аксиому о моноактном происхождении гранодиоритов и установить различие между гранодиоритами, которые не метаморфизуют андезитобазальты, и гранодиоритами, приводящими к метаморфизму вулканогенных пород. Оказалось, что первые являются такситовыми гранодиоритами без аплитовой минеральной ассоциации, а вторые - аплитизированными такситовыми гранодиоритами, т.е. породами:

{ гранодиорит, аплит } .

Следовательно, первая минеральная ассоциация - гранодиорит - имеет триасовый возраст, а вторая - юрский (постэффузивный). Поэтому в контакте с породами среднеюрского возраста двухактные породы обнаруживают противоречивые возрастные взаимоотношения.

Детальное изучение гранодиорита показало, что он представляет неоднаковую породу. В такситовых гранодиоритах имеются крупные (несколько сантиметров в поперечнике) фенокристы калишпата, центральные части которых сложены ортоклазом, а краевые - микроклином. Иногда у них отмечаются плагиоклазовые (олигоклазовые) ото-

рочки, т.е. в породах появляются элементы структуры рапакиви. Картирование зон распространения подобных фенокристов показало, что это порфиробласты. На фиг. 61 видно, что фенокристы в геологическом отношении являются самостоятельными образованиями и зоны их распространения пересекают геологические границы Икилюнского массива. Таким образом, гранодиоритовая минеральная ассоциация представляет пространственное объединение какой-то минеральной ассоциации X и калишпата:

{X, калишпат}.

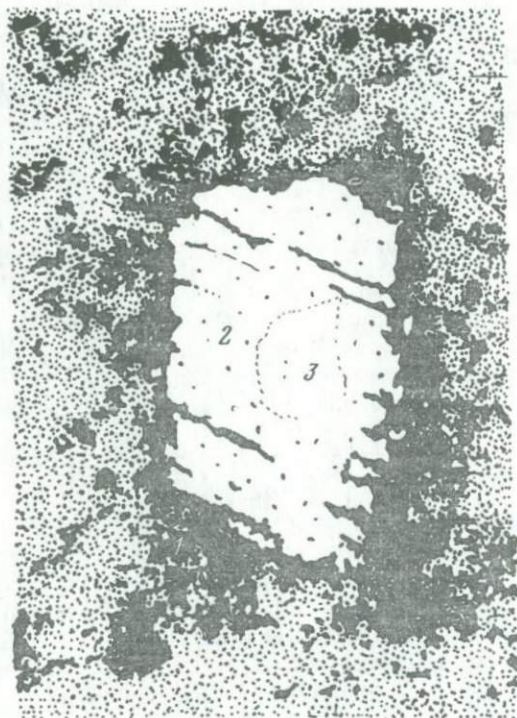
Наблюдения вне зон порфиробластеза и площадной калишпатизации показали, что минеральная ассоциация X — это такие же породы с овоидальной структурой, которые развиты в пределах рудного поля Дарасуна и в Карачачинском массиве, только без калишпата. Для Дарасуна без калишпатовой минеральной ассоциации

X = {амфиболит, плагиоклаз}.

Гранодиорит Икилюнского массива представляет:

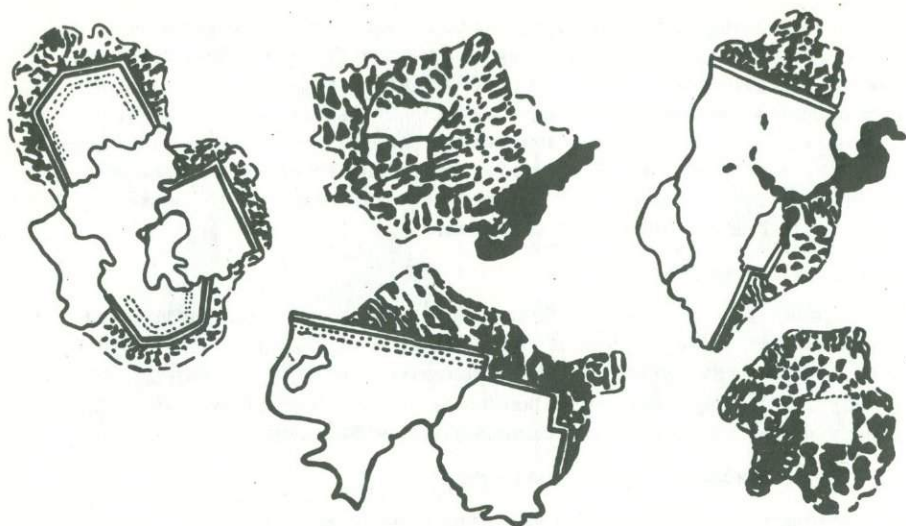
{амфиболит, плагиоклаз, калишпат};

он подвергся амфиболизации. На фиг. 62 приведена зарисовка с фо-



Фиг. 62. Амфиболизация гранодиоритов Икилюнского массива с порфиробластами калишпата, натур. вел.

- 1 — роговая обманка;
- 2 — микроклин;
- 3 — ортоклаз



Фиг. 63. Возникновение псевдоидiomорфных кристаллов плагиоклаза при гранофиризации породы

тографии, показывающая, как происходит амфиболизация пород. Сложный порфиробласт калишпата с ортоклазом в центральной части и микроклином на периферии подвергся трещиноватости. Образовавшиеся косые трещины и краевые части порфиробласта прорабатываются роговой обманкой, в результате чего образуется сплошная роговообманковая кайма. Таким образом, в данном случае мы имеем породу:

{амфиболит, плагиоклаз, калишпат, роговая обманка}.

Каймы роговой обманки вокруг порфиробластов калишпата встречаются только там, где нет аплитовой минеральной ассоциации, как и для Карачачинского массива (аплитовая и роговообманковая минеральные ассоциации комплементарны друг другу). Таким образом, существует порода:

{амфиболит, плагиоклаз, калишпат, ашлит}.

Аплитизация в данном случае сопровождается гранофиризацией, которая приводит к появлению своеобразных псевдоидiomорфных кристаллов полевого шпата (в данном случае плагиоклаза). На фиг. 63 показано, как зерна плагиоклаза и их агрегаты с краев подвергаются замещению с образованием гранофировой составляющей. В результате ксеноморфное зерно полевого шпата превращается в более мелкое, но идиоморфное зерно. Из агрегатов ксеноморфных зерен так образуются псевдоидiomорфные агрегатные кристаллы. Учиты-

вая гранофировую минеральную ассоциацию, последовательность минеральных ассоциаций можно переписать следующим образом:

{амфиболит, плагиоклаз, калишпат, (аплит, гранофир)}.

В общем можно сделать вывод, что возрастной интервал формирования гранодиоритов шире, чем у эффузивов, поэтому появляются данные о противоречивых возрастных взаимоотношениях пород на их контакте.

В Ульдургинском массиве М.И. Никульшиным была описана дайка основных пород протяженностью 2 км, которая пересекала контакт гранодиоритов массива и постепенно превращалась в цепочку ксенолитов основных пород. Подобное противоречие казалось необъяснимым. Наши работы на этом участке массива подтвердили наблюдения М.И. Никульшина. Действительно, огромная дайка диоритовых порфиритов мощностью около 50 м постепенно превращается в цепочку включений. Причина этого заключается в том, что данное жильное тело — реликтовая дайка, разделяющая во времени породы гранодиоритового состава и аплитовую минеральную ассоциацию в общем аплитовидных гранодиоритов.

Дайка диоритовых порфиритов пересекает гранодиориты массива без аплитовой минеральной ассоциации, но сама пересекается аплитами. На участке с большим количеством аплитового интерстиционного материала дайка фактически превращается в цепочку включений. Таким образом, частичное уничтожение дайки связано с постдайковым селективным плавлением гранодиоритов, в результате чего возникают аплитовидные гранодиориты. В данном случае аплитовый материал отделен во времени от гранодиоритов не только дайками диоритовых порфиритов, но даже покровами экзоконтактных кислых эффузивов, которые обычно рассматриваются в качестве верхнеюрских образований (гранодиориты массива имеют триасовый возраст). Отсюда следует, что рассматриваемые гранодиориты являются пространственным объединением гранодиоритовой (аналог такситовых гранодиоритов Икилюнского массива) и аплитовой минеральных ассоциаций:

{гранодиорит, аплит}.

Дипкошинский массив сложен в основном гранодиоритами, для него характерна четкая зональность меридионального направления. Южная зона массива сложена амфиболитами, габбро-амфиболитами с полосчатой текстурой. На некоторых участках наблюдается уничтожение полосчатости (гомогенизация по составу). Обычно это цепочки линейного характера, вытянутые в северо-западном направлении (полосчатость чаще всего ориентирована в северо-восточном направлении). Породы с полосчатостью северо-восточного направления динамометаморфизованы, в участках же превращения амфиболитов в габбро-амфиболиты и в гигантозернистые габброиды следы динамометаморфизма уничтожаются.

В связи с тем, что изменения пород носят только структурный (а не вещественный) характер, следы динамометаморфизма уничто-

жаются, возникновение габброидов на месте амфиболитов мы рассматриваем как процесс их перекристаллизации. Следовательно, породы южной части массива представляют пространственное объединение следующих минеральных ассоциаций:

{амфиболит, продукты перекристаллизации} = {AB}.

В северной зоне появляются крупные фенокристы калишпата, аналогичные порфиробластам калишпата в Икилюнском массиве. Они развиваются на метаморфической основе, поэтому их можно назвать порфиробластами, а соответствующую породу охарактеризовать формулой:

{амфиболит, продукты перекристаллизации, калишпат} = {ABC}.

При калишпатизации плагиоклаза возникает значительное количество мирмекитового кварца, поэтому местами породы по составу приближаются к гранодиоритам.

В следующих двух зонах появляется аплитовая минеральная ассоциация, сначала в виде интерстиционных агрегатов (зона ABCD), а потом в виде сплошных полей аплитовых пород (зона ABCDE). Возникновение аплитового материала сопровождается двумя явлениями, которые мы назвали инверсиями. Во-первых, отмечается инверсия возрастных соотношений пегматитов с вмещающими породами. В зонах AB и ABC пегматитами сложены дайки и другие жильные тела с довольно четкими контактами. Эти тела всегда секущие по отношению к вмещающим породам. В зоне ABCD мы обнаружили "пятна" пегматитов с неясными возрастными взаимоотношениями с вмещающими породами. А в гранитах северной зоны ABCDE присутствуют настоящие ксенолиты пегматитов. Такое положение отмечается несмотря на то, что породы всех зон имеют формально фациальные взаимоотношения, т.е. постепенные переходы. Постепенные переходы и инверсия в поведении пегматитов свидетельствуют о том, что в породах появилась замещающая минеральная ассоциация, по возрасту более поздняя, чем пегматиты. Породы зоны ABCD отличаются от пород зоны ABC только наличием интерстиционного аплитового вещества (D - аплит), поэтому инверсию в процессе развития пегматитов необходимо связывать с аплитизацией пород, так как в пределах зоны ABCD присутствуют породы

{амфиболит, продукты перекристаллизации, калишпат, аплит}.

В зависимости от количества аплитовой минеральной ассоциации в зоне ABCD выделяются участки гранитного и гранодиоритового состава.

Вторая инверсия фиксируется по поведению фемических минералов пород. В породах, сформированных до аплитовой минеральной ассоциации, биотит и роговая обманка развиваются позже салических минералов, а при появлении аплитового материала они начинают корродироваться салическими минералами.

Зона *ABCDE* представлена аплитовидными гранитами, реже гранодиоритами с массивной текстурой и с аплитовым материалом (нередко больше 30% общего объема породы). В связи с этим можно предположить, что в северной части массива имеется крупное интрузивное тело гранодиорит-порфиров.

Кроме интрузивных тел, для северной зоны характерны образования, которые макроскопически интерпретировались нами как продукты околотрещинной гидротермальной альбитизации. В аплитовидных гранитах, аплитах, фельзитах (микрозернистый аналог аплитов) и гранодиорит-порфирах имеются зоны с довольно плотной сеткой трещин, около которых отмечается покраснение вмещающих пород. При изучении шлифов выяснилось, что в зонах покраснения около трещин развивается гранофиновый агрегат. Его морфологические особенности свидетельствуют о том, что гранофировая минеральная ассоциация (*E* – гранофир) развивается путем замещения. Во времени от предшествующих минеральных ассоциаций ее отделяет этап трещиноватости, кроме того, она развивается после процесса интрузии. Таким образом, общая схема формирования пород северного участка характеризуется такой последовательностью минеральных ассоциаций:

{ амфиболит, продукты перекристаллизации, калишпат, аплит, гранофир }.

Мы привели данные о многоактном характере гранитоидов практически всех выделенных мезозойских комплексов плутонического характера Восточного Забайкалья (шахтаминский, кукульбейский, сретенский, боршевичный, амананский и др.), расположенных в пределах разных в структурном отношении зон. Рассмотренные примеры в основном относятся к району так называемой Восточно-Забайкальской остаточной геосинклинали (или мегасводу Восточного Забайкалья), некоторые массивы находятся в антиклинальной зоне Монголо-Охотского шва, другие – в пределах Северо-Даурского сводового поднятия. Сейчас нами получены подобные материалы по гранитоидам более северной Селенгино-Витимской зоны, в частности по Юмурченскому массиву, расположенному в бассейне р. Витим в районе пос. Юмурчен, и для ряда районов Центрального Забайкалья (гранитоиды кыринского комплекса).

Таким образом, практически для всей территории Восточного Забайкалья получены материалы о многоактности гранитоидов.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ МНОГОАКТНОСТИ ГРАНИТОИДОВ

В общем порода состоит из множества геологически разновозрастных минеральных ассоциаций. В каком-то частном случае это множество может быть представлено лишь одной минеральной ассоциацией, такие породы имеет смысл называть интрузивными.

Иными словами, "интрузивная" система петрографии не противоречит полихронной системе, а является ее частным случаем. При такой постановке вопроса каждая конкретная порода характеризуется не каким-то определенным возрастом, а возрастными пределами, которые могут превышать геологические периоды.

Обсудим с генетических позиций некоторые реперы, указывающие на неоднородность гранитоидов. Одним из них является трещинообразование, после которого формируются трещинный биотит, роговая обманка, пироксен, альбит. Трещинообразование невозможно в жидкой среде, поэтому приходится считать, что следующие за ним минеральные ассоциации формировались в твердой среде путем замещения предыдущих минеральных ассоциаций. Можно высказать предположение, что такие процессы возможны в корках остывающих массивов. Однако это неверно, ибо в этом случае окажется, что практически все мезозойские гранитоидные массивы Восточного Забайкалья эродированы так, что на поверхности оказались лишь их приконтактовые части. Поэтому гипотезу о многоактности процесса кристаллизации в остывающих краевых частях массивов приходится отклонить.

Не менее четкими реперами служат динамометаморфизм и пластические деформации пород, которые тоже возможны только в твердой среде. Относительно них может быть сказано то же, что и относительно трещиноватости пород.

Четвертый геологический репер, указывающий на разновозрастность минеральных ассоциаций, — это дайки разнообразного состава, в том числе дайки основных и средних пород. Так как дайки внедряются только в твердую среду, то следующая за ними минеральная ассоциация не только петрографически, но и геологически неоднородна с предыдущими. Обычно в таком положении находится аплитовая минеральная ассоциация, которая формируется после даек диоритовых порфиритов. Такими же реперами могут служить обнаруженные дайки диабазов, спессартитов, гибридных порфиритов, мелкозернистых гранитов, дайки вулканического стекла.

Пятым четким репером полихронности являются реликтовые дайки — частично переработанные дайки, разделяющие во времени минеральные ассоциации. Присутствие реликтовой дайки свидетельствует о существовании додайкового и постдайкового этапов формирования породы, вмещающей эту реликтовую дайку.

Процессы рудообразования и гидротермально-метасоматического и гидротермального минералообразования также могут служить хорошим репером. Так, например, нами в гранитоидах наблюдались жилы гидротермального кварца, секущиеся аплитами. Общеизвестно, что аплиты развиваются после скарнов. Е.П. Малиновским зафиксировано развитие аплитов после вольфрамитового оруденения. Нами обнаружены также аплиты, развивающиеся после гидротермально-метасоматических турмалинитов, формирование калишпата и других минеральных ассоциаций после гидротермально-метасоматической альбитизации пород (Шахтаминский массив).

Особого рассмотрения требуют противоречивые возрастные взаимоотношения пород в контактах массивов. Так, например, для Цаган-Олуевского массива отмечается одновременное налегание юрских песчаников на гранито-гнейсы и метаморфизм песчаников в контакте с этими гранито-гнейсами. В северо-западном контакте Икилонского массива гранитоиды находятся в ксенолитах контактирующих с ними андезито-базальтов, которые в этих же контактах метаморфизованы. В контакте Пуринского массива описаны породы с первой минеральной ассоциацией — бластическими плагиогранитами и с последней минеральной ассоциацией — аплитовой. Плагиограниты обнаружены в гальке контактирующих юрских песчаников, а аплиты секут и метаморфизуют эти же песчаники. Именно поэтому можно считать, что контактирующие с песчаниками аплитовидные граниты полихронны, т.е. наиболее древняя их минеральная ассоциация имеет доюрский, а другие — постюрский возраст.

Так же объясняются данные по Цаган-Олуевскому и Икилонскому массивам. В первом случае гранито-гнейсы без аплитовой минеральной ассоциации подстигают юрские песчаники, а возникающие при селективном плавлении гранито-гнейсов аплитовидные гранито-гнейсы метаморфизуют их. Процесс плавления был послепостюрский, и в общем гранито-гнейсы полихронны (по крайней мере двухактны). Во втором случае такситовые гранодиориты оказываются ксенолитами в андезито-базальтах, а массивные гранодиориты, представляющие аплитизированные такситовые гранодиориты, приводят к метаморфизму андезито-базальтов. Во всех трех случаях вмещающие породы служат репером полихронности контактирующих с ними гранитоидов.

Прямым указанием на полихронность гранитоидов служат данные абсолютного возраста. Общеизвестны затруднения геологов с интерпретацией данных абсолютного возраста, касающиеся необычайной длительности формирования магматических комплексов (до 400 млн. лет) и несоответствий данных абсолютного возраста относительному возрасту пород по геологическим наблюдениям. Обычно подобные затруднения объясняют миграцией аргона. Однако в этом отношении приемлемой концепцией является полихронность.

Сейчас можно говорить о полихронности минералов, пород и комплексов. Четкие данные о полихронности минералов гранитоидов получены А.А. Краснобаевым (1966), исследовавшим α -свинцовым методом кристаллы циркона. Оказалось, что возраст разных частей одного кристалла может различаться на 500 млн. лет, что объясняется частичной трансформацией кристаллов в новых геологических условиях. Таким образом, если минералы пород могут быть полихронными, то вполне естественно сделать вывод о полихронности слагаемых ими пород.

Сейчас имеются многочисленные данные о разном возрасте минералов пород. Нами петрографически дифференцированы породы Акатуевского массива. Установлена прямая зависимость абсолютного возраста конкретных минеральных ассоциаций от их положения в

схеме формирования массива. Нам представляется, что такие данные непосредственно указывают на полихронность изучаемых гранитоидов.

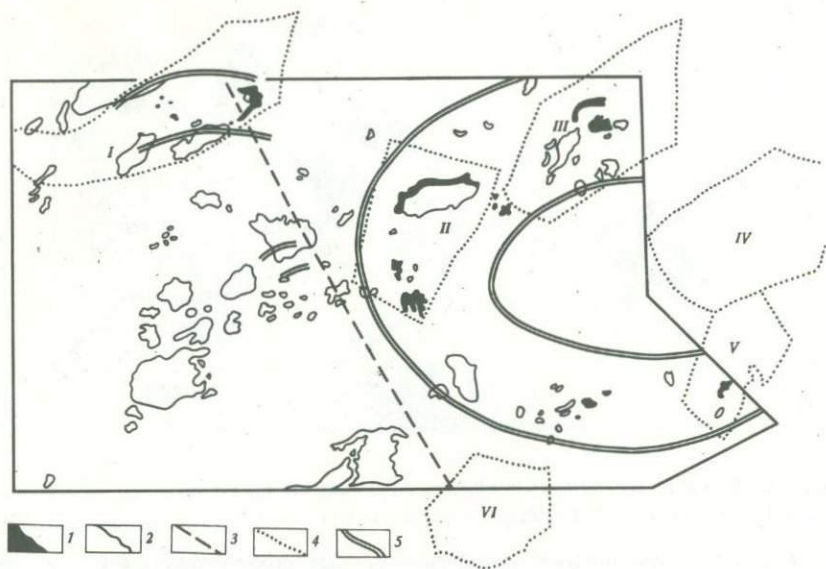
Мы собрали практически все данные об абсолютном возрасте гранитоидов Восточного Забайкалья, закончивших развитие в мезозое (см. ниже). Обобщение материала показывает, что понятие полихронности распространяется и на комплексы плутонических пород. Если порода не имеет определенного возраста, а лишь возрастные пределы формирования, то комплексы пород (конкретные формации) неизбежно тоже характеризуются возрастными пределами формирования. Так, например, сейчас считается, что шахтаминский комплекс Восточного Забайкалья имеет среднеюрский возраст. Обобщение имеющегося материала показывает, что шахтаминский комплекс формировался в течение средней и верхней юры, т.е. имеет средне-верхнеюрский возраст.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ РЕАЛИЗАЦИЯ МНОЖЕСТВЕННОГО ПОДХОДА К ИЗУЧЕНИЮ ГРАНИТОИДОВ

Используя полученный материал, можно по-новому осветить некоторые сугубо геологические и металлогенетические проблемы. И.Н.Томсон (1971) по комплексу признаков выделил глубинные структуры, расположенные поперечно к господствующему структурному плану. Поэтому они были названы поперечными. Фиксация этих структур методически довольно трудна, что связано с их глубинностью. Дифференцируя плутонические породы на ряд минеральных ассоциаций, нам удалось четко фиксировать осевую линию Кличкинско-Дарасунской поперечной структуры.

На фиг. 64 изображены ареалы распространения базальтоидных минеральных ассоциаций (первая минеральная ассоциация гранитоидов). Отмечается, во-первых, что основное количество базальтоидных минеральных ассоциаций сосредоточено к востоку от Кличкинско-Дарасунской поперечной (сквозной) структуры. Эта структура служит барьером, за который к западу практически не проникают базальтоидные минеральные ассоциации данного этапа. Во-вторых, западнее Кличкинско-Дарасунской сквозной структуры на основе дифференциального анализа выявлена крупная кольцевая структура, пересекающая ряд структурно-формационных зон Восточного Забайкалья.

В пределах исследуемой территории имеются шесть рудных районов со свинцово-цинковым и золотым оруденением. Из них пять рудных районов и узлов расположены в зонах развития минеральной ассоциации базальтоидного состава (см. фиг. 64). Вместе с Кличкинским рудным районом (VI) остальные рудные районы образуют крупную кольцевую зону, которая с некоторым смещением (выпадает Кличкинский рудный узел) установлена и при анализе плутонических проявлений.



Фиг.64. Ареалы распространения минеральной ассоциации базальтоидного состава в Восточном Забайкалье

1 - массивы или участки массивов с базальтоидной минеральной ассоциацией; 2 - массивы пород без базальтоидной минеральной ассоциации; 3 - осяевая линия Кличкинско-Дарасунской сквозной структуры; 4 - контуры рудных районов: I - Балейский, II - Шахтама-Акатуевский, III - Газимуро-Заводский, IV - Нерчинско-Заводский, V - Кадаинско-Покровский, VI - Кличкинский; 5 - обобщенные контуры зон развития базальтоидной минеральной ассоциации

Близкую картину дает анализ ареалов распространения роговиковой минеральной ассоциации (фиг. 65). Однако здесь появляется новый участок развития роговиковой минеральной ассоциации в Тургинском и Антиинском массивах, где ороговикованы юрские песчаники. В связи с этим роговики Тургинского и Антиинского массивов существенно биотитовые, они совершенно не содержат пироксена (роговики по базальтоидным породам содержат значительное количество пироксена). Сравнимые роговики, вероятно, имеют разный возраст (верхнеюрский для Тургинского массива и среднеюрский для Акатуевского).

Учитывая возраст роговиковой минеральной ассоциации, можно было бы построить новую схему ареалов распространения только среднеюрской роговиковой минеральной ассоциации. Тогда эта схема полностью повторила бы схему на фиг. 64. Если к ним присоединить Пуринский и Талманский массивы, то получится схема раз-



Фиг.65. Ареалы распространения роговиковой минеральной ассоциации в Восточном Забайкалье

1 – массивы с минеральной ассоциацией, сформировавшейся на базальтоидном основании; 2 – массивы с роговиковой минеральной ассоциацией, сформировавшейся на гранитоидном основании или по осадочным породам; 3 – массивы без роговиковой минеральной ассоциации; 4 – осевая линия Кличкинско–Дарасунской сквозной структуры; 5 – обобщенные контуры зон развития роговиковой минеральной ассоциации

вития ранней калишпатовой минеральной ассоциации. Основная масса калишпата в гранитоидах сформирована до этапа развития трещинного биотита, но после роговиковой минеральной ассоциации. Обе эти минеральные ассоциации имеют среднеюрский возраст (по данным абсолютной геохронологии и схемам формирования отдельных массивов), следовательно, основная масса калишпата гранитоидов тоже сформирована в средней юре. Среднеюрский калишпат имеет свои морфологические особенности, в частности он практически не образует порфиробластов, а калишпатизация имеет площадное развитие. По этому признаку его легко отличать от верхнеюрского порфиробластового калишпата. Все проявления среднеюрского калишпата расположены восточнее Кличкинско–Дарасунской сквозной структуры, т.е. последняя служит для них барьером. Кроме того, по данным о распространении порфиритовой и роговиковой минеральных ассоциаций, вновь выделяется кольцевая структура. В пределах площади распространены два типа трещинного биотита. Один из них имеет среднеюрский, а другой – верхнеюрский возраст (см. табл.1). Среднеюрские трещинные биотиты расположены восточнее Кличкинско–Дарасунской структуры, преимущественно в пределах кольцевой структуры, к западу от сквозной структуры трещинный биотит раз-



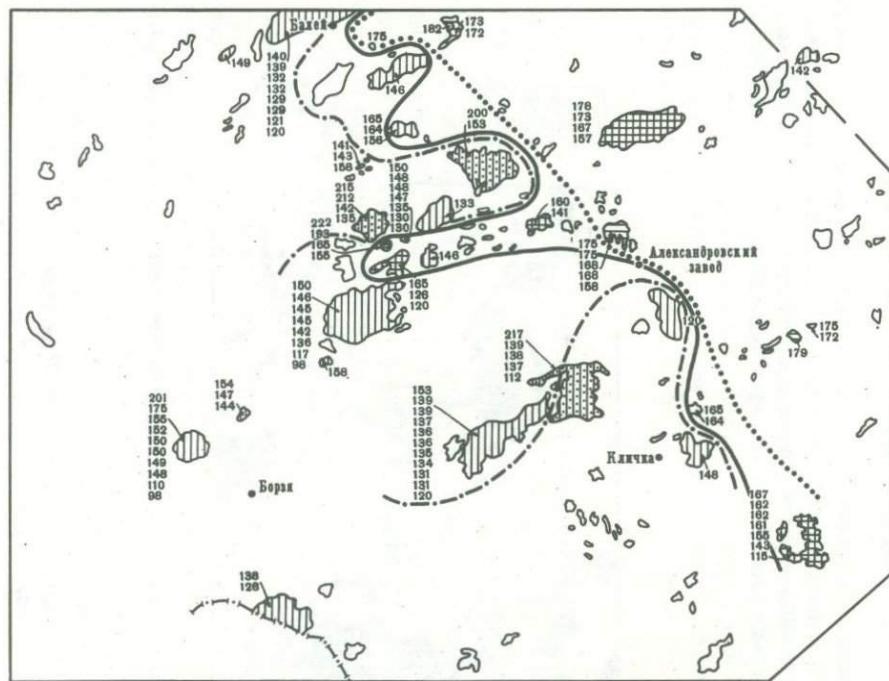
Фиг.66. Ареалы распространения поздней калишпатовой минеральной ассоциации в Восточном Забайкалье

1 – массивы с поздней калишпатовой минеральной ассоциацией; 2 – массивы без поздней калишпатовой минеральной ассоциации; 3 – осевая линия Кличкинского–Дарасунской сквозной структуры; 4 – обобщенные контуры зон развития поздней калишпатовой минеральной ассоциации



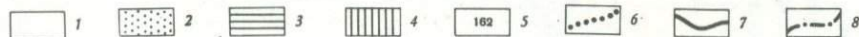
Фиг.67. Ареалы распространения аплитовой минеральной ассоциации в Восточном Забайкалье

1 – массивы с аплитовой минеральной ассоциацией; 2 – массивы без аплитовой минеральной ассоциации; 3 – обобщенные контуры зон развития аплитовой минеральной ассоциации



Фиг.68. Геохронологические области Восточного Забайкалья

1 – массивы, сложенные породами с неизвестным абсолютным возрастом; 2 – массивы, сложенные частично доюрскими породами; 3 – массивы, сложенные частично среднеюрскими породами; 4 – массивы, сложенные частично породами верхней юры и мела; 5 – значения абсолютного возраста; 6 – изохрона, соответствующая 170 млн.лет; 7 – изохрона, соответствующая 160 млн.лет; 8 – изохрона, соответствующая 150 млн.лет



вит в пределах только одного (Алдакачанского) массива. Таким образом, трещинный биотит тоже локализуется в основном к востоку от сквозной структуры.

Наиболее четко сквозная структура фиксируется при картировании постбиотитовой калишпатовой минеральной ассоциации (вероятнее всего, это верхнеюрский калишпат). Калишпат этого этапа имеет специфические морфологические особенности, образуя гигантские и крупные порфиробласты размером от 3 до 20 см. Эти порфиробласты отмечаются исключительно к западу от сквозной структуры (фиг. 66), т.е. она служит барьером. Кроме того, к западу от Кличкинско-Дарасунской сквозной структуры находится дугообразная зона развития порфиробластов, по-видимому, связанная с мегасводом Восточного Забайкалья.

Более сложная картина выявляется при картировании аплитовой минеральной ассоциации (аплитизации). Аплитизированы большинство гранитоидных массивов, т.е. мобильной в это время оказалась практически вся территория мегасвода Восточного Забайкалья.

На фиг. 67 отчетливо видно, что ряд контуров соответствующих ареалов имеют северо-восточное простираие, согласное с главным структурным планом Восточного Забайкалья. Так, например, северо-восточное простираие имеет зона аплитизации в южной части территории, в пределах которой расположены Цаган-Олуевский, Кондуревский, Талманский и Пуринский массивы.

В это же время были мобильны три сектора Верхнегазимурского свода (Быстринский, Шахтаминский и Акатуевский); причем в пределах этого свода проявляются две полукольцевые структуры второго порядка. Одна фиксируется по массивам Быстринской группы и Черемуховскому массиву. Вторая отмечается цепочкой Усть-Аленуевского, Шахтаминского, Бугдаинского, Акатуевского массивов.

Кроме того, на расположение зон аплитизации влияла крупная кольцевая структура, связанная с мегасводом Восточного Забайкалья. Сквозная Кличкинско-Дарасунская структура в этот этап не оказывала серьезного влияния на расположение плутонических проявлений.

На фиг. 68 приведена схема расположения изохрон в пределах Восточного Забайкалья. Для большей наглядности цифры абсолютного возраста для каждого массива вынесены на схему. Для большинства изученных массивов разброс значений абсолютного возраста составляет 30-70 млн. лет, что хорошо подтверждает выдвинутую гипотезу полихронности. Отчетливо видно также, что положение изохроны 170 млн. лет практически совпадает с осевой линией Кличкинско-Дарасунской сквозной структуры, т.е. последняя служит барьером для минеральных ассоциаций мезозоя, которые моложе 170 млн. лет.

Приведенные примеры хорошо иллюстрируют сущность множественного подхода к изучению гранитоидов. Не дифференцируя гранитоиды, мы вынуждены картировать типы пород, а при их дифференциации мы можем картировать отдельные минеральные ассоциации,

т.е. отражать на карте одинаковые этапы формирования даже разных пород. Естественно, при этом получаются геологические карты с пересекающимися геологическими границами. Такие карты особенно полезны при металлогенических исследованиях, выявлении геологических структур нового типа или подтверждении существования уже известных структур.

Кроме того, развертка породы в виде множества минеральных ассоциаций (или минералов) позволяет рассматривать ее как абстрактное множество. При этом сравнение пород превращается из искусства в формальную операцию сравнения множеств. Математикой накоплен большой опыт сравнения, классификации и изучения множеств. Поэтому во II части работы приводится ряд простейших положений теории множеств для использования уже имеющейся в математике понятийной базы в геологии.

ТЕОРЕТИКО-МНОЖЕСТВЕННЫЕ МОДЕЛИ
ГРАНИТОИДОВ

В части I мы представили породу в виде частично упорядоченного множества

$$\{p, q, r, \dots, s, t\}.$$

В более кратком виде это множество записывается следующим образом:

$$\{pqr\dots st\}.$$

Под p, q, r, \dots можно понимать любую последовательность событий, в данном случае — последовательность формирования минеральных ассоциаций.

В естественном языке существует алфавит. Сопоставим букве алфавита минеральную ассоциацию. Тогда алфавит представит множество минеральных ассоциаций, участвующих в формировании пород. Введем следующие условные обозначения:

a — кварц,	r — роговиковая минеральная ассоциация,
b — калишпат,	x — продукты процесса перекристаллизации,
c — плагиоклаз,	a — гранофировая минеральная ассоциация,
d — биотит,	y — аплитовая минеральная ассоциация.
e — роговая обманка,	
f — пироксен,	
π — порфиритовая минеральная ассоциация,	

В этих условных обозначениях петрографический алфавит Γ для мезозойских гранитоидов Восточного Забайкалья таков:

$$\Gamma = \{a, b, c, d, e, f, \pi, r, x, a, y\}.$$

Слову естественного языка (последовательность букв) сопоставим породу как последовательность минеральных ассоциаций. Тогда получим аналог естественного языка в виде петрографического языка Φ . Так, например, в алфавите Γ петрографический язык Φ может представлять следующее множество:

$$\Phi = \{ab, bc, bbc, \pi x ab, bya\}.$$

Такое представление пород и множеств пород позволяет изучать материал пятью методами: 1) методом порождающих грамматик, или контекстно-свободных языков Н. Хомского; 2) методом статистического изучения последовательностей событий, или анализа временных рядов; 3) методами аналитической лингвистики (Маркус, 1970), позволяющей создать частично упорядоченные во времени теоретико-множественные модели пород; 4) теоретико-множественными методами (включая алгебру множеств), т.е. строить теоретико-множественные модели пород без учета порядка формирования минеральных ассоциаций (методы математической логики не выделены в специальном пункте, ибо они близки к теоретико-множественным, если иметь в виду классическую математическую логику); 5) методами графов (Зыков, 1969).

Мы использовали три последних метода. Изложение материала невозможно без знакомства с элементами математической логики, теории множеств (включая алгебру множеств), теории графов. Поэтому рассмотрим необходимые сведения.

ИСПОЛЬЗУЕМЫЙ МАТЕМАТИЧЕСКИЙ АППАРАТ

Обозначим произвольные высказывания p, q, r, \dots . Будем считать, что каждое высказывание либо истинно, либо ложно. Из двух произвольных высказываний можно составить новое высказывание, используя связки:

И; ИЛИ; ЕСЛИ... ТО; ТОГДА И ТОЛЬКО ТОГДА, КОГДА; НЕ.

Высказывание " p и q " записывается в виде

$$p \& q,$$

и называется конъюнкцией, или логическим произведением. Конъюнкция $p \& q$ истинна, когда оба ее сомножителя истинны.

Высказывание " p или q " (в неисключающем смысле союза "или") записывается в виде

$$p \vee q$$

и называется дизъюнкцией, или логической суммой. Дизъюнкция истинна, если хотя бы одно из ее слагаемых истинно.

Высказывание " p , то q " называется импликацией и обозначается через

$$p \rightarrow q.$$

Импликация ложна, если ее заключение (здесь q) ложно при истинной посылке (p). Во всех остальных случаях импликация истинна.

Высказывание " p тогда и только тогда, когда q " называется эквивалентностью с членами p и q и обозначается через

$$p \leftrightarrow q$$

(характер концов стрелки тот же, что и при изображении импликации). Эквиваленция $p \leftrightarrow q$ истинна, когда высказывания p и q имеют одинаковые логические значения, т.е. либо оба истинны, либо оба ложны. Эквиваленцию можно также определить как конъюнкцию

$$(p \rightarrow q) \& (q \rightarrow p).$$

Высказывание "не p " называется отрицанием и записывается в виде $\neg p$. Оно истинно, если p ложно, и ложно, если p истинно.

Если нужно записать дизъюнкцию с несколькими членами (конечное количество членов), то можно пользоваться сокращением следующего типа:

$$p \vee q \vee r \leftrightarrow \exists(p, q, r),$$

где \exists — так называемый квантор существования. Такая же замена для конъюнкции приводит к понятию "квантор общности", который обозначается через \forall , т.е.

$$p \& q \& r \leftrightarrow \forall(p, q, r).$$

Отношением между элементами и множеством является принадлежность; если элемент x принадлежит множеству X , то в символической форме мы запишем эту фразу следующим образом:

$$x \in X.$$

В противоположном случае мы будем писать:

$$x \notin X.$$

Пусть A — множество, а $x \in A$ есть свойство, определяющее множество A . Тогда мы можем записать, что

$$A = \{x | x \in A\}.$$

В тех случаях, когда каждый элемент множества A является элементом множества B , то говорят, что A включено в B , что в символической форме выглядит следующим образом:

$$B \supseteq A.$$

Также мы будем говорить, что множество B строго включает множество A , если

$$B \supseteq A \text{ и } A \neq B.$$

Строгое включение в символической форме записывается в следующем виде:

$$B \supset A.$$

Множество, не содержащее ни одного элемента, называется пустым множеством и обозначается через \emptyset .

Поставим в соответствие каждому элементу множеств A и B точку на плоскости. Тогда множествам A и B на плоскости будут соответствовать два поля точек произвольной формы:



На этой диаграмме полю с горизонтальной штриховкой соответствует множество

$$B = \{x | x \in B\},$$

а полю с вертикальной штриховкой — множество

$$A = \{x | x \in A\}.$$

Всей заштрихованной площади соответствует объединение A и B , обозначаемое через

$$A \cup B,$$

т.е.

$$A \cup B = \{x | x \in A \vee x \in B\}.$$

Полю, заштрихованному в клетку, соответствует множество таких x , которые одновременно принадлежат как множеству A , так и множеству B . Это множество называется пересечением A и B , обозначается через

$$A \cap B$$

и определяется следующим образом:

$$A \cap B = \{x | x \in A \ \& \ x \in B\}.$$

Выделив множество объектов A , обладающих свойством $P(x)$, мы тем самым также выделили множество объектов, не обладающих свойством $P(x)$, относительно которого истинно высказывание $\neg A$. Это множество называется дополнением (точнее: абсолютным дополнением) и обозначается через \bar{A} . Дополнение A можно довольно просто определить, используя отношение принадлежности следующим образом:

$$\bar{A} = \{x | x \notin A\}.$$

Рассмотрим диаграмму Венна



Здесь поле с горизонтальной штриховкой соответствует "A без B", что в символической форме записывается $A \cap \bar{B}$. Точно также поле с вертикальной штриховкой соответствует "B без A" или $B \cap \bar{A}$. Вместе $A \cap \bar{B}$ и $B \cap \bar{A}$ представляют так называемую симметрическую разность:

$$A + B = (A \cap \bar{B}) \cup (B \cap \bar{A}).$$

Дополнением пустого множества служит универсальное множество (U), т.е.

$$\bar{\emptyset} = U.$$

Отношение ρ во множестве X называется рефлексивным, если для любого элемента x из X выполняется $x\rho x$; симметричным, если $x\rho y$ влечет $y\rho x$, транзитивным, если из $x\rho y$ и $y\rho z$ следует $x\rho z$. Отношение, являющееся одновременно рефлексивным, симметричным и транзитивным, называется отношением эквивалентности.

В естественном языке есть алфавит, состоящий из букв, и язык, представляющий множество слов, т.е. последовательностей букв. В принципе в качестве алфавита можно рассматривать любое конечное множество элементов. Обозначим это множество через Γ . Так, например, возможен алфавит

$$\Gamma = \{p, q, r, s, t\}.$$

Используя элементы алфавита Γ , можно строить различные последовательности, например,

$$pqr, pprq, s, st, tsss, \dots$$

Все множество возможных последовательностей над Γ обозначается через T . Подмножество $\Phi \subseteq T$ называется языком. Лингвистическим аналогом пустого множества является нулевая последовательность ϵ , при которой

$$\epsilon y = y \epsilon = y$$

для каждой последовательности y .

Каждый язык обладает своей грамматикой. Зная грамматику, можно задать язык. Этот путь используется при операциях с так называемыми порождающими грамматиками. Мы здесь используем другой путь. Предполагается, что есть язык Φ , и путем построения теоретико-множественных моделей языка можно исследовать принадлежащие Φ последовательности и их взаимоотношения между собой. В данном случае мы имеем дело с аналитической грамматикой, или в более широком смысле с аналитической лингвистикой. Ниже изложена теоретико-множественная основа, позволяющая строить и изучать теоретико-множественные модели языков на основе аналитической лингвистики.

Назовем две последовательности y и z в Φ эквивалентными, если для каждой пары последовательностей выполняется:

либо $uyv \in \Phi, uzv \in \Phi,$

либо $uyv \in T-\Phi, uzv \in T-\Phi.$

Последовательности, принадлежащие Φ , называются отмеченными последовательностями.

Познакомимся с так называемым разбиением алфавита Γ на дистрибутивные семейства. Две последовательности y и z ($y, z \in \Gamma$) принадлежат к одному дистрибутивному семейству, если для каждой пары последовательностей u, v из $uyv \in \Phi$ следует $uzv \in \Phi$, и наоборот.

Определим отношение допустимости следующим образом. Последовательность y допустима в контексте $\langle uv \rangle$, если $uyv \in \Phi$ (контекстом называется упорядоченная пара последовательностей). Обозначим $L(y)$ множество всех контекстов, в которых допустим элемент y . Два элемента (множества Γ) y, z принадлежат к одному дистрибутивному семейству тогда и только тогда, когда

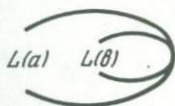
$$L(y) = L(z),$$

т.е. тогда, когда y, z допустимы в одних и тех же контекстах.

Пусть

$$L(a) \supset L(b).$$

Тогда a, b находятся в отношении дефектной дистрибуции. На диаграмме Венна это отношение выглядит следующим образом:



Пусть

$$L(a) \cap L(b) \neq \emptyset,$$

$$L(a) - L(b) \neq \emptyset,$$

$$L(b) - L(a) \neq \emptyset.$$

Тогда a и b находятся в отношении эквиполлентной дистрибуции. Напомним, что

$$L(a) - L(b) = L(a) \cap \overline{L(b)},$$

$$L(b) - L(a) = L(b) \cap \overline{L(a)},$$

т.е. разность $L(a) - L(b)$ представляет $L(a)$ без $L(b)$ (и наоборот).

Отражающая эту ситуацию диаграмма Венна имеет вид:



Пусть

$$L(a) \cap L(b) = \emptyset.$$

Тогда говорят, что a, b находятся в отношении дополнительной дистрибуции. Отражающая эту ситуацию диаграмма Венна выглядит следующим образом:



Пусть

$$L(a) = L(b),$$

тогда a и b находятся в отношении тождественной дистрибуции. В тождественной дистрибуции находятся члены одного дистрибутивного семейства.

Пусть P — разбиение Γ (выделение в Γ непересекающихся классов). Подмножество множества P называется клеткой из P , или P -клеткой. В этом случае

$$\Gamma = \bigcup_{i=1}^n P_i.$$

Через $P(a)$ обозначается множество элементов Γ , содержащих a . В лингвистике множество $P(a)$ рассматривается как множество слов, содержащих слово a .

Если каждая клетка состоит лишь из одного элемента (или слова), то такое разбиение называется единичным и обозначается E . Если единственная клетка совпадает со всем Γ , то такое разбиение называется несобственным. Промежуточные варианты представляют собственное разбиение.

Язык $\{\Gamma, P, \Phi\}$, где $P = E$, называется аморфным. В этом языке каждая форма слова единственна в своем роде. Например, аморфным является китайский язык, в котором нет двух разновидностей одного иероглифа. В лингвистике семейство слов $P(a)$ называется флективным семейством, поэтому можно сказать, что в китайском языке каждое флективное семейство содержит лишь одно слово.

Пусть

$$x_1 x_2 \dots x_n$$

последовательность над Γ . Последовательность

$$P(x_1)P(x_2)\dots P(x_n)$$

называется P -структурой последовательности $x_1 x_2 \dots x_n$. P -структура называется отмеченной, если последовательность $x_1 x_2 \dots x_n$ может быть выбрана так, что она принадлежит Φ .

Например, пусть

$$\Gamma = \{a, b, c, d\},$$

$$\Phi = \{ad, bd, cd\},$$

$$P(a) = \{a, b\}, P(c) = \{c, d\}.$$

Рассмотрим P -структуру $P(a)P(c)$:

$$P(a)P(c) = \{a, b\} \{c, d\} = \{ac, bc, ad, bd\}.$$

Постольку, поскольку $ad, bd \in \Phi$, P -структура $P(a)P(c)$ отмечена.

Рассмотрим P -структуру $P(a)P(a)$:

$$P(a)P(a) = \{a, b\} \{a, b\} = \{aa, ba, ab, bb\}.$$

Ни одна из последовательностей последнего множества не принадлежит Φ , поэтому P -структура $P(a)P(a)$ не отмечена.

Пусть мы имеем две последовательности xu и pq . Записав их подряд в следующем порядке — $xupq$, мы получим конкатенацию последовательностей xu и pq . С помощью операции конкатенации могут быть получены разнообразные P -структуры.

P -структура P называется совершенной, если она отмечена и каждая последовательность, P -структура которой равняется P , является отмеченной.

Рассмотрим две P -структуры:

$$P_1 = P(x_1)P(x_2)\dots P(x_n),$$

$$P_2 = P(y_1)P(y_2)\dots P(y_m).$$

Говорят, что P -структуры P_1 и P_2 P -эквивалентны ($P_1 \leftrightarrow P_2$), если для каждой пары P -структур $P_3 P_4$ P -структуры

$$P_3 P_1 P_4 \text{ и } P_3 P_2 P_4$$

либо одновременно отмечены, либо одновременно не отмечены.

Положив $P(y) = E(y)$, мы можем говорить о E -эквивалентных структурах, или E -эквивалентности. Если $x, y \in \Gamma$ и $x \in S(y)$, то x и y E -эквивалентны, и наоборот, если x, y E -эквивалентны, то они принадлежат к одному дистрибутивному семейству. Таким образом, смысл выделения дистрибутивных семейств заключается в выделении E -эквивалентных множеств элементов Γ .

Для разбиения P над Γ рассмотрим разбиение P' , клетки которого определены следующим образом:

$$P'(x) = \cup_{P(x) \leftrightarrow P(y)} P(y)$$

для каждого $x \in \Gamma$, где объединение берется по всем y , для которых $P(y) \leftrightarrow P(x)$. Разбиение P' называется произвольным.

P -эквивалентность есть теоретико-множественный аналог эквиваленции, которая (см. раздел, касающийся математической логики) представляет конъюнкцию импликаций

$$x \rightarrow y \ \& \ y \rightarrow x.$$

Теоретико-множественным аналогом импликации (следствия) в данном случае является так называемая операция P -доминации, т.е. конъюнкция двух P -доминаций представляет P -эквивалентность. Говорят, что $P(x)$ доминирует $P(y)$ (обозначение: $P(x) \rightarrow P(y)$), если для каждой пары P -структур P_1 и P_2 таких, что $P_1 P(x) P_2$ отмечена, P -структура $P_1 P(y) P_2$ также отмечена. $P(x) \rightarrow P(y)$ тогда и только тогда, когда

$$P(x) \rightarrow P(y) \ \& \ P(y) \rightarrow P(x),$$

В языке $\{\Gamma, P, \Phi\}$ цепью между a и b называется последовательность

$$x_1, x_2, \dots, x_i, x_{i+1}, \dots, x_n,$$

такая, что $x_1 = a$, $x_n = b$ и $x_i \in S(x_{i+1}) \cup P(x_{i+1})$ для $1 \leq i \leq n-1$.

Обозначим через $R(a)$ множество таких элементов b , для каждого из которых существует цепь, соединяющая a и b . Для a и b выполняется: (1) $a \in R(a)$, (2) если $b \in R(a)$, то $a \in R(b)$; если $b \in R(a)$ и $c \in R(b)$, то $c \in R(a)$.

Таким образом, отношение R является рефлексивным, симметричным и транзитивным, т.е. оно является отношением эквивалентности (разбиение). Разбиение R называется разбиением из смешанных клеток.

Через $K(a)$ обозначается множество элементов b , для которых выполняется по крайней мере одно из двух следующих условий:

$$(1) \ P(a) \cap S(b) \neq \emptyset;$$

$$(2) \ P(b) \cap S(a) \neq \emptyset.$$

Поскольку $a \in P(a) \cap S(a)$, то, следовательно, $a \in K(a)$ для $a \in \Gamma$. В условиях (1) и (2) a и b можно взаимно заменять, поэтому $b \in K(b)$ влечет $a \in K(b)$.

Таким образом, отношение ρ , определяющее множество $K(a)$, является рефлексивным и симметричным. Однако оно не является транзитивным. Такое отношение ρ называется отношением толерантности. Семейство элементов, находящихся в отношении толерантности, мы называем толерантным семейством.

Определим также еще два новых семейства элементов. Семейство $M(x)$ определяется следующим образом:

$$M(x) = \bigcup_{y \in P(x)} S(y).$$

Семейство $N(x)$ определяется так:

$$N(x) = \bigcup_{y \in S(x)} P(y).$$

До сих пор мы занимались разбиениями над Γ , ниже приведены несколько понятий, возникающих при разбиениях над T . В данном случае мы будем иметь дело не с элементами Γ , а с последовательностями элементов Γ .

Последовательности $x, y \in T$ называются E -эквивалентными в подмножестве $\Phi \subseteq T$, если для любых последовательностей $u, v \in T$ выполняется либо

$$ixv \in \Phi, iuv \in \Phi;$$

либо

$$ixv \in T - \Phi, iuv \in T - \Phi.$$

Множество $\mu(x)$, представляющее множество последовательностей y , для которых x и y являются E -эквивалентными в Φ , называется T -дистрибутивным семейством.

Бинарное отношение δ в T определяется следующим образом: $x\delta y$, если для любого $z \in T$ выполняется либо

$$xz \in \Phi, yz \in \Phi,$$

либо

$$xz \in T - \Phi, yz \in T - \Phi.$$

Так, например, последовательности одного T -дистрибутивного семейства всегда находятся в бинарном отношении δ .

Бинарное отношение λ в T определяется так: $x\lambda y$, если для любого $z \in T$ выполняется либо

$$zx \in \Phi, zy \in \Phi,$$

либо

$$zx \in T - \Phi, zy \in T - \Phi.$$

Последовательности одного T -дистрибутивного семейства всегда находятся не только в бинарном отношении δ , но и в бинарном отношении λ , т.е. отношение μ представляет конъюнкцию отношений δ и λ :

$$\mu \leftrightarrow \delta \& \lambda.$$

Пусть P — разбиение T . Через $P(x)$ обозначается клетка, содержащая последовательность $x \in T$. При построении теоретико-множественных моделей естественного языка с разбиениями T (и Γ) возникает ряд осложнений, связанных с явлениями омонимии. Пусть имеется множество слов

{ехал, приехал, доехал, до}.

В этом множестве два слова (ехал, до) обладают разными формами. Выделяя флективные семейства, можно записать:

$P(\text{ехал}) = \{ \text{ехал, приехал, доехал} \}$,

$P(\text{до}) = \{ \text{до, доехал} \}$.

Нетрудно проверить, что P в данном случае не является разбиением, ибо выделенные клетки пересекаются между собой. Здесь слово "доехал" является омонимом.

Мы специально обращаем внимание на этот момент, ибо при работе с геолого-петрографическим материалом встречаются такие же затруднения.

При исследовании T , как и G , можно говорить о P -структурах множеств, но это будут структуры множеств последовательностей, а не элементов. Практически не меняется и определение отмеченной P -структуры, P -доминации и т.д. Приведем в качестве примера определение P -доминации последовательностей над T .

Пусть даны две клетки $P(x)$ и $P(y)$ разбиения P . Говорят, что $P(x)$ P -доминирует $P(y)$ в подмножестве $\Phi \subseteq T$, если для любых двух последовательностей $u, v \in T$, таких, что P -структура

$P(u)P(x)P(v)$

отмечена, P -структура

$P(u)P(y)P(v)$

также отмечена. Если $P(x_1)$ P -доминирует $P(x_2)$ и $P(x_2)$ P -доминирует $P(x_1)$ в Φ , то P -структуры $P(x_1)$ и $P(x_2)$ P -эквивалентны в Φ .

Соответственно несколько трансформируется определение производного разбиения P' . Пусть P -разбиение T . Для любой последовательности $x \in T$ обозначим через $P(x)$ объединение P -клеток $P(y)$, для которых $P(x)$ и $P(y)$ P -эквивалентны в Φ . Множество $P(x)$ задает новое разбиение T , обозначаемое P' , которое называется производным. Так, например, разбиение на T -дистрибутивные классы является производным от единичного разбиения.

Пусть P -разбиение T и $\Phi \subseteq T$, а $x, y \in T$. Будем считать, что последовательности x, y P -эквивалентны справа в Φ , если для любой последовательности $w \in T$ P -структуры

$P(x)P(w)$ и $P(y)P(w)$

либо одновременно отмечены, либо одновременно не отмечены.

Обозначим для каждой последовательности $x \in T$ через $P'_d(x)$ объединение всех $P(y)$, для которых $P(x)$ и $P(y)$ P -эквивалентны справа в Φ . Разбиение P'_d называется производным от P справа. В случае производного разбиения E E'_d -клетки называются T -полусемейством в отношении Φ . Отсюда следует для любого $x \in T$, что E'_d содержит в точности те последовательности $y \in T$, для которых при любом $w \in T$ последовательности xw и yw принадлежат либо одновременно Φ , либо одновременно $T-\Phi$.

Приведем некоторые понятия, связанные с типологией языков. Одним из них является понятие адекватности. Язык $\{\Gamma, P, \Phi\}$ называется адекватным, если для каждого $x \in \Gamma$ выполняется $S(x) \subseteq P(x)$. Примером адекватного языка является язык $\{\Gamma, E, \Phi\}$. Язык $\{\Gamma, P, \Phi\}$ называется однородным, если

$$S(x) \cap P(y) \neq \emptyset \quad (x, y \in \Gamma)$$

влечет

$$S(y) \cap P(x) \neq \emptyset.$$

Язык $\{\Gamma, P, \Phi\}$ называется полностью однородным, если для каждого $x \in \Gamma$ выполняется $S(x) \subseteq P(x)$.

Язык $\{\Gamma, P, \Phi\}$ называется совершенным, если для каждого $x \in \Gamma$ выполняется

$$P(x) \subseteq S(x).$$

Язык $\{\Gamma, P, \Phi\}$ называется простым, если он однороден и если

$$P(x) \cap S(x) = \{x\}$$

для каждого $x \in \Gamma$.

Язык $\{\Gamma, P\}$ является аморфным, если $P(x) = E(x)$ (лингвистическая интерпретация приведена выше). Элемент x называется аморфным, если $P(x) = \{x\}$.

Язык $\{\Gamma, \Phi\}$ называется чисто парадигматическим, если $S = E$, элемент y называется чисто парадигматическим, если $S(y) = \{y\}$.

Если для любых двух последовательностей x, y ($x, y \in T$), таких, что x E -доминирует y , выполняется

$$y \in P(x),$$

язык $\{\Gamma, P, \Phi\}$ называется полностью адекватным.

В заключение остановимся на элементах теории графов. Определим само понятие "граф", все классификационные подразделения вынесены в геологическую часть работы, где они определяются на интуитивном уровне.

Любая схема, изображающая сеть шоссейных дорог или план какого-либо города, представляет граф. Графами являются также сетевые графики или схемы электрических цепей. Мы использовали граф в качестве инструмента, позволяющего формализовать геолого-петрографический материал, классифицировать породы и изучать их математические свойства как абстрактных систем.

Задать граф это значит задать два множества X и U и предикат P , указывающий, какую пару элементов первого множества соединяет тот или иной элемент второго множества (Зыков, 1969). Таким образом, задан граф

$$G = (X, U; P),$$

если даны два множества $X \neq \emptyset$, $U(X \cup U = \emptyset)$ и трехместный предикат P , удовлетворяющий следующим двум условиям:

1) P определен на всех таких упорядоченных тройках элементов x, u, y , для которых $x, y \in X, u \in U$;

$$2) \forall u \exists x, y \{P(x, u, y) \& \forall x', y' \\ [P(x', u, y') \rightarrow (x = x' \& y = y')] \vee \\ \vee (x = y' \& y = x')\}.$$

Элементы множества X называются вершинами, а элементы множества U — ребрами, предикат P — инцидентом графа G . Высказывание $P(x, u, y)$ означает: ребро u соединяет вершину x с вершиной y или u соединяет упорядоченную пару вершин xy .

Сопоставим каждому элементу множества X точку на плоскости, а элементу множества U — линию. Тогда граф можно изобразить в следующем виде:



В дальнейшем точками будем изображать буквы, т.е. индивидуализируем вершины графа.

Смысл первого условия в определении графа заключается в том, что в графе не может быть "висячих" ребер, связанных лишь с одной вершиной; а смысл второго условия в том, что каждое ребро не может соединять более двух вершин.

Для каждого $u \in U$ истинно одно и только одно из следующих трех высказываний:

$$[1] \exists x, y [x \neq y \& P(x, u, y) \& !P(y, u, x)];$$

$$[2] \exists x P(x, u, x);$$

$$[3] \exists x, y [x \neq y \& P(x, u, y) \& P(y, u, x)].$$

$$x \rightarrow y$$

[1]

$$x \curvearrowright$$

[2]

$$x \dashrightarrow y$$

[3]

Первое высказывание читается следующим образом: для всяких x, y истинно, что $x \neq y$ и ребро u соединяет именно вершину x с y , но не наоборот, т.е. ребро u в данном случае является ориентированным [1]. Такие ребра вместе образуют подмножество \tilde{U} ориентированных ребер множества U и называются дугами.

Второе высказывание читается так: для всякого x истинно: ребро u соединяет x с x , т.е. вершину саму с собой [2]. Такие ребра вместе образуют подмножество \hat{U} множества U и называются петлями.

Третье высказывание: для всяких x, y истинно, что $x \neq y$ и ребро u соединяет вершины x, y ; причем порядок x, y безразличен, т.е. ребро u в данном случае является неориентированным [3]. Такие ребра вместе образуют подмножество \bar{U} неориентированных ребер множества U и называются звеньями.

Три подмножества $\bar{U}, \bar{U}, \bar{U}$ попарно не пересекаются, т.е. они представляют разбиение множества U на классы эквивалентности соответственно дуг, петель и звеньев.

Две вершины x и y графа G называются смежными, если существует по крайней мере одно соединяющее их ребро, т.е. в том случае, если истинно высказывание:

$$I(x, y) \leftrightarrow \exists u [P(x, u, y) \vee P(y, u, x)]$$

($I(x, y)$ - отношение смежности). С помощью инцидентора P определяются следующие предикаты:

- 1) $I^+(x, y) \leftrightarrow \exists z P(x, u, z)$;
- 2) $I^-(x, u) \leftrightarrow \exists z P(z, u, z)$;
- 3) $I^0(x, u) \leftrightarrow P(x, u, x)$;
- 4) $I(x, u) \leftrightarrow I^+(x, u) \vee I^-(x, u) \vee I^0(x, u)$.

Мы будем говорить, что: 1) дуга u исходит из вершины x , если $u \in \bar{U}$ и истинно высказывание $I^+(x, u)$; 2) дуга u заходит в вершину x , если $u \in \bar{U}$ и истинно высказывание $I^-(x, u)$. При произвольном $u \in U$ ребро u и вершина x инцидентны или не инцидентны в зависимости от того, истинно или ложно для них высказывание $I^+(x, u)$. Если вершина x не инцидентна ни одному ребру $u \in U$, то она называется изолированной вершиной.

Каждому графу можно сопоставить ряд матриц. Пусть $X = \{x_1, x_2, \dots, x_n\}$ представляет множество вершин графа $G = (X, U; P)$ и $U = \{u_1, u_2, \dots, u_m\}$ - множество его ребер ($U \neq \emptyset$). Матрицей инцидентий этого графа называется прямоугольная таблица $A = (a_{ij})$ ($i = 1, 2, \dots, n$; $j = 1, 2, \dots, m$), элементы которой определяются по графу G следующим образом:

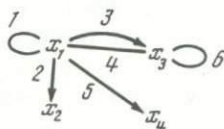
если u_j - дуга, исходящая из вершины x_i , то $a_{ij} = \xi$;

если u_j - дуга, заходящая в x_i , то $a_{ij} = \eta$;

если u_j - петля при вершине x_i , то $a_{ij} = \zeta$;

если u_j - звено, инцидентное x_i , то $a_{ij} = \theta$.

Возьмем граф:



Пронумеруем его вершины и ребра и построим соответствующую ему матрицу A . В множестве X графа $G = (X, U; P)$ четыре верши-

ны и шесть ребер, т.е. матрица A будет иметь четыре строки и шесть столбцов:

$$A = \begin{pmatrix} 1 & 2 & 3 & 4 & 5 & 6 \\ \zeta & \xi & \xi & \theta & \xi & 0 \\ 0 & \eta & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & \eta & \theta & 0 & \zeta \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \eta & 0 \end{pmatrix} \begin{matrix} x_1 \\ x_2 \\ x_3 \\ x_4 \end{matrix}.$$

Первая строка матрицы A строится следующим образом. На месте элемента x_{11} матрицы A должен быть знак, соответствующий вершине x_1 и ребру 1. При вершине x_1 под номером 1 фигурирует петля, т.е. $x_{11} = \zeta$; под номером 2 - дуга, т.е. $x_{12} = \theta$; под номером 3 - дуга, исходящая из x_1 , т.е. $x_{13} = \xi$; под номером 4 - звено, т.е. $x_{14} = \theta$; под номером 5 - дуга, исходящая из x_1 , т.е. $x_{15} = \xi$; под номером 6 - ребро, не инцидентное x_1 , т.е. $x_{16} = 0$. Таким же образом записываются остальные строчки матрицы A .

Для получения остальных разновидностей матриц необходимо транспонировать матрицу A . Транспонированная матрица A^* имеет следующий вид:

$$A^* = \begin{pmatrix} \zeta & 0 & 0 & 0 \\ \xi & \eta & 0 & 0 \\ \xi & 0 & \eta & 0 \\ \theta & 0 & \theta & 0 \\ \xi & 0 & 0 & \eta \\ 0 & 0 & \zeta & 0 \end{pmatrix}.$$

Теперь перемножим матрицу A и транспонированную матрицу A^* , в результате получим:

$$A \cdot A^* = \begin{pmatrix} \zeta^2 + 3\xi^2 + \theta^2 & \xi \eta & \xi\eta + \theta^2 & \xi\eta \\ \xi \eta & \eta^2 & 0 & 0 \\ \xi\eta + \theta^2 & 0 & \eta^2 + \theta^2 + \zeta^2 & 0 \\ \xi \eta & 0 & 0 & \eta^2 \end{pmatrix}.$$

В выражениях, относящихся к диагональным элементам x_{11} , x_{22} , x_{33} и x_{44} , оставим только значения, касающиеся ζ , тогда получим матрицу смежности R' :

$$R' = \begin{pmatrix} \zeta^2 & \xi\eta & \xi\eta + \theta^2 & \xi\eta \\ \xi\eta & 0 & 0 & 0 \\ \xi\eta + \theta^2 & 0 & \zeta^2 & 0 \\ \xi\eta & 0 & 0 & 0 \end{pmatrix}.$$

Положив, что $\xi^2 = \eta^2 = \theta^2 = \zeta^2 = \xi\eta = 1$, получим другую разновидность матрицы смежности. Обозначим эту матрицу смежности через R'' :

$$R'' = \begin{pmatrix} 1 & 1 & 2 & 1 \\ 1 & 0 & 0 & 0 \\ 2 & 0 & 1 & 0 \\ 1 & 0 & 0 & 0 \end{pmatrix}.$$

Та же матрица над булевой алгеброй $\mathfrak{B} = \{0, 1\}$ будет иметь вид:

$$R''' = \begin{pmatrix} 1 & 1 & 1 & 1 \\ 1 & 0 & 0 & 0 \\ 1 & 0 & 1 & 0 \\ 1 & 0 & 0 & 0 \end{pmatrix}.$$

Мы составили матрицы смежности R'' и R''' с некоторой потерей информации, однако приобрели возможность сравнивать графы, оперируя простыми матрицами.

Пусть мы имеем граф $G = (X, U; P)$, для которого можно выделить множества

$$X' \subseteq X, U' \subseteq U, P',$$

где P' — предикат, индуцированный инцидентором P на X' и U' .

Если X', U', P' выбраны так, что они удовлетворяют определению графа $G = (X, U; P)$, то граф $G' = (X', U'; P')$ называется частью графа G , порожденной X' и U' . Произвольно заданная пара подмножеств порождает часть тогда и только тогда, когда

$$X' \neq \emptyset \& \forall u \in U' \exists x, y \in X' P(x, u, y).$$

Включив в U' некоторое ребро из G , мы должны включить в G' и вершины x, y , инцидентные u .

Подграф $G' = (X', U'; P')$ представляет часть графа $G = (X, U; P)$, $X' \subseteq X$ и $U' \subseteq U$, для которой выполняется дополнительное условие:

$$\forall x, y \in X' \forall u \in U [P(x, u, y) \rightarrow u \in U'].$$

Для всякой пары x, y в подграфе G' сохранены ребра, соединяющие сохраняемые вершины. Определив таким образом подмножество $X' \neq \emptyset$, можно определить и подмножество U' .

$$U' = \{u \mid u \in U \& \exists x, y \in X' P(x, u, y)\}.$$

Часть графа $G' = (X', U'; P')$, в которой $X' = X$, $U' \subseteq U$, называется суграфом графа G , порожденным множеством ребер $U' \subseteq U$. В суграфе по сравнению с подграфом не должно сокращаться количество вершин относительно графа $G = (X, U; P)$.

МОДЕЛИ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО ЯЗЫКА НА БАЗЕ АНАЛИТИЧЕСКОЙ ЛИНГВИСТИКИ

Геологическая интерпретация понятий аналитической лингвистики

1. Понятия "алфавит" и "словарь" используются в любой науке, в том числе и в геологии. Так, например, для описания геологической карты служит легенда, которая представляет алфавит. Легенда карты — это геологический алфавит, множество минералов, исследуемое минералогом, — минералогический алфавит, множество минеральных ассоциаций, изучаемых петрографом, — петрографический алфавит. Фиксирование внимания на понятии "алфавит" полезно хотя бы потому, что оно позволяет четко записать набор терминов, в пределах которого мы работаем. Например, отсутствие четкого понятия "петрографический алфавит" привело к тому, что сейчас не установлено, какой набор первичных понятий достаточен для описания петрографической провинции. Вполне возможно, что даже простое сравнение петрографических алфавитов разных петрографических провинций покажет степень их близости или различия. Как и в математической лингвистике, петрографический алфавит мы обозначаем Γ . Чтобы не создавать затруднений, математическая символика не заменяется специальной геологической. Таким образом, при изучении моделей пород множество Γ представляет множество минеральных ассоциаций.

2. Множество Φ представляет множество пород, которые можно построить, используя алфавит Γ . Это множество бесконечно. Действительно, пусть

$$\Gamma = \{a, b, c, d, \gamma\},$$

где γ — аплит, a — кварц, b — калишпат, c — плагиоклаз, d — биотит. Тогда множество T включает, например, следующие породы:

$$d\gamma, d\gamma\gamma = d\gamma^2, d\gamma^3, \gamma^4, \gamma b c b b = \gamma b c b^2, \dots$$

Даже если Γ состоит из одной минеральной ассоциации, множество T может быть бесконечным. Так, при пульсационном развитии кварцитоцитов возможны следующие породы (ω):

$$\omega_1 = a,$$

$$\omega_2 = aa = a^2,$$

.....,

$$\omega_n = aaa\dots = a^n.$$

3. Каждое конкретное множество пород является включением в множестве T . Так, например, множество пород массива может сос-

тоять из трех пород или даже из одной породы. Это множество представляет петрографический язык Φ . Пусть, например:

$$\Gamma = \{\pi, b, \gamma\},$$

$$\Phi = \{\pi, \pi b, \pi b \gamma\}.$$

Здесь π — порфирит, πb — калишпатизированный порфирит, $\pi b \gamma$ — калишпатизированный и аплитизированный порфирит. Порода $\pi b \gamma$ чаще всего называется гранодиоритом.

4. Введем понятия "петрографическая эквивалентность" и "геологическая эквивалентность" (определение эквивалентных последовательностей x и y в Φ приведено выше). Пусть

$$\Phi = \{a, ab, a\gamma ab, akab\}.$$

Рассмотрим последовательности минеральных ассоциаций γa и ka . Нетрудно видеть, что в Φ они занимают одно и то же положение, т.е. можно заменить одно на другое, и все равно получим породу, принадлежащую Φ . Пара последовательностей минеральных ассоциаций γa и ka петрографически эквивалентны. Генетический смысл петрографической эквивалентности в данном случае может заключаться в следующем. Пусть γ — аплит, k — фельзит, a — кварц. Минеральные ассоциации γ и k являются фациями и порождают запаздывающий по отношению к ним постмагматический кремниевый метасоматоз. Так как γ и k — фации, то естественно, что в общей последовательности событий они будут занимать одинаковое положение. Кварц генетически связан с обеими минеральными ассоциациями, поэтому последовательности γa и ka будут занимать одинаковое положение в общей последовательности событий. Следовательно, γa и ka петрографически эквивалентны. Отсюда видно, насколько легко строго математически определить взаимосвязанные последовательности геологических событий.

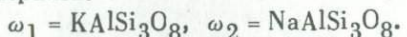
Ситуация не изменится, если мы будем рассматривать не петрографические, а геологические события. Например, под γ можно понимать дайки аплитов, а под k — дайки фельзитов, при этом a — кварцевые прожилки. В данном случае мы сменили принцип замещения на интрузивный или инъекционный принцип и перешли от изучения петрографических событий к изучению геологических событий, поэтому термин "петрографическая эквивалентность" заменяется термином "геологическая эквивалентность".

Так же можно определить понятие "стратиграфическая эквивалентность", если под последовательностью событий понимать последовательность слоев, или "рудная эквивалентность", если под последовательностью событий понимать последовательность формирования рудных генераций.

Определение эквивалентности последовательности событий столь общезначимо, что его введение сразу дает положительный эффект, ибо его можно использовать в любых отраслях геологии.

5. В лингвистике широко применяют понятие "контекст". В геологии подобное понятие практически не используется, хотя оно очень удобно. Пусть из множества геологических событий ω_1, ω_2 и ω_3 , совершившихся в последовательности $\omega_1 \omega_2 \omega_3$, нас интересует событие ω_2 . Зная порядок событий, можно сказать, что до ω_2 было событие ω_1 , а после ω_2 - событие ω_3 . В этом случае контекстом для события ω_2 является упорядоченная пара событий $\langle \omega_1, \omega_3 \rangle$. Будем называть ее геологическим контекстом. Две последовательности геологических событий геологически эквивалентны, если они допустимы в одном геологическом контексте. Частным случаем геологического контекста является петрографический контекст. В данном случае в качестве событий ω выступают минеральные ассоциации. Рассматривая в качестве событий разные геологические объекты, можно оперировать разными контекстами. Так, представляется интересным изучение стратиграфических контекстов для какого-то реперного слоя осадочных или вулканогенных пород либо рудных контекстов для определенной генерации рудных минералов. Если рассматривать последовательности тектонических событий, то, оперируя понятием "тектонический контекст", можно определить понятие "тектоническая эквивалентность". Так, два события тектонически эквивалентны, если они допустимы в одном тектоническом контексте.

6. Кристаллохимическим и химическим эквивалентом понятия "дистрибуция" является понятие "изоморфизм". Рассмотрим изоморфизм K и Na в альбите и калишпате. Запишем формулы этих минералов:



Введем обозначения: $u = \epsilon$, где ϵ - пустая последовательность; $\text{AlSi}_3\text{O}_8 = v$; $x = \text{K}$; $y = \text{Na}$. Тогда

$$\omega_1 = uxv, \quad \omega_2 = yuv,$$

$$\Phi = \{uxv, yuv\}.$$

В данном случае x, y допустимы в одних контекстах, поэтому они принадлежат к одному дистрибутивному классу. Дистрибутивное отношение отличается от отношения эквивалентности тем, что в первом случае сравниваются события, а во втором - любые последовательности событий, т.е. отношение эквивалентности шире отношения дистрибутивности.

Формальное определение дистрибуции позволяет расширить сферу действия этого понятия и ввести его в общий геологический язык. Под x и y можно понимать разные события, поэтому задавая разную нагрузку на x, y , будем получать разные варианты дистрибуции. Так, если мы рассматриваем не химические элементы, а минеральные ассоциации, то можем говорить о петрографической дистрибуции (петрографическом изоморфизме) минеральных ассоциаций. Пусть

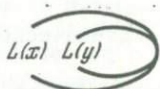
$$\Phi = \{b\gamma a, bka\}.$$

В петрографическом языке Φ две породы, каждая из которых представляет последовательность трех минеральных ассоциаций. Минеральные ассоциации y и k петрографически дистрибутивны, так как они допустимы в одном контексте $\langle b, a \rangle$. Иначе говоря, две минеральные ассоциации "изоморфны", если они занимают одинаковое положение в общей последовательности событий. Так же определяется геологическая или стратиграфическая дистрибуция (геологический или стратиграфический изоморфизм).

7. Формальное определение понятия "дистрибуция" позволяет также ввести термины, касающиеся разных видов дистрибуции. Воспользуемся диаграммами Венна. Вариант дистрибуции минеральных ассоциаций можно графически изобразить в виде двух полностью совмещенных в пространстве эллипсов, отражающих множества контекстов $L(x)$ и $L(y)$, в которых допустимы x и y :



При изучении реальных событий может встретиться такой случай:



В данном случае множество контекстов, в которых допустима минеральная ассоциация x , шире множества контекстов, в которых допустима минеральная ассоциация y . В аналитической лингвистике эта ситуация соответствует понятию "дефектная дистрибуция", а в геологическом языке - понятию "дефектная дистрибуция минеральных ассоциаций" (дефектный изоморфизм минеральных ассоциаций).

8. Если множества контекстов находятся в следующих взаимоотношениях



то такая ситуация в аналитической лингвистике отражается термином "эквиполлентная дистрибуция". В петрографии ей будет соответствовать термин "эквиполлентная дистрибуция минеральных ассоциаций" (полуизоморфизм).

9. Если x и y находятся в разных контекстах, в аналитической лингвистике говорят о дополнительной дистрибуции, а в геологическом языке - о дополнительной дистрибуции минеральных ассоциаций, или антиизоморфизме. Понятие "дистрибуция" отражает случай полного совпадения контекстов, а понятие "дополнительная дистрибуция" - полного несовпадения контекстов. Остальные понятия являются промежуточными между этими двумя крайними случаями.

Рассматривая виды дистрибуции, можно оценить, насколько полезно в геологическом отношении знакомство с понятийной базой математики. Действительно, кристаллохимии подметили, что существуют ионы, образующие пары. Эти ионы закономерно тяготеют друг к другу, что отразилось в введении понятия "изоморфизм". Но кроме закономерного тяготения ионов друг к другу должно существовать закономерное "отталкивание" ионов. Из соображений симметрии такие ионы следовало бы назвать "антиизоморфными." Однако такие пары ионов не выявлены, хотя априори можно сказать, что они должны существовать.

Математическое мышление в принципе не допускает несимметричных построений. Если математик определил эквивалентность (здесь дистрибутивность), он сразу же определит "антиэквивалентность" (здесь дополнительная дистрибуция).

10. Рассмотрим, какую геологическую нагрузку несет понятие "P-структура". Для этого сначала обсудим понятие "разбиение P". Пусть массив описывается с участием следующих минеральных ассоциаций:

$$\Gamma = \{a, b, c, \pi, \gamma\}.$$

Здесь a, b, c - соответственно кварц, калишпат и плагиоклаз, т.е. множество $\{a, b, c\}$ - это множество мономинеральных ассоциаций. Порфирит (π) состоит из плагиоклаза и пироксена, значит π - двухминеральная ассоциация. Аплит (γ) представляет трехминеральную ассоциацию. Таким образом, алфавит Γ включает три множества:

$$P(a) = \{a, b, c\} = P(b) = P(c),$$

$$P(\pi) = \pi,$$

$$P(\gamma) = \gamma.$$

Все они попарно не пересекаются между собой, поэтому отношение P называется разбиением. В данном случае P - это разбиение множества минеральных ассоциаций по количеству минералов в минеральных ассоциациях, поэтому для краткости будем называть его количественным разбиением.

Приведенный пример показывает, что разбиение представляет классификацию множеств на непересекающиеся классы. Каждое из выделенных множеств подмножество множества Γ называется P -клеткой, т.е. выделяются P -клетки мономинеральных, биминеральных и трехминеральных ассоциаций.

В понятие "разбиение P " можно вкладывать разный смысл, можно, например, использовать разбиение множества минеральных ассоциаций по химическому составу, выделяя при этом множество калийных и множество феррических минеральных ассоциаций. В этом случае разбиение того же алфавита Γ будет таково:

$$P(a) = \{a, b, c, \gamma\},$$

$$P(\pi) = \pi.$$

P -структура представляет последовательность P -клеток. Так, например, при количественном разбиении P алфавита Γ можно исследовать следующие P -структуры:

$$P(a), P(a)P(\gamma).$$

Рассмотрим P -структуру $P(a)$:

$$P(a) = \{a, b, c\}.$$

$P(a)$ – множество мономинеральных ассоциаций. Пусть имеется следующий петрографический язык:

$$\Phi' = \{\pi a \gamma, \pi b \gamma, \pi c \gamma\}.$$

В сокращенном виде Φ' можно записать следующим образом:

$$\Phi'' = \pi P(a) \gamma.$$

Таким образом, вводя в формулу P -клетку, переходим на более общий уровень рассмотрения материала. Исследуя язык Φ' , мы определяли, какое место в контексте $\langle \pi, \gamma \rangle$ занимают конкретные минеральные ассоциации, а исследуя язык Φ''_2 – какое место в контексте $\langle \pi, \gamma \rangle$ занимает множество мономинеральных ассоциаций. В данном случае множество минеральных ассоциаций рассматривается как одна предметная переменная (мономинеральная ассоциация), которая может принимать разные значения. Здесь $P(a)$ может принимать значения a, b, c . Таким образом, можно сказать, что работа на уровне P -клеток (работая с P -структурами), мы выясняем распределение в языке не отдельных минеральных ассоциаций, а множеств минеральных ассоциаций. В приведенном примере устанавливали характер распределения в языке любой мономинеральной ассоциации (множества ассоциаций). Кроме того, можно рассматривать распределение в языке, например, последовательностей мономинеральных и трехминеральных ассоциаций. Тогда мы будем исследовать P -структуру $P(a)P(\gamma)$.

Так же расширяется понятие контекста. Если раньше контекст представлял последовательность минеральных ассоциаций, то здесь это будет последовательность типов минеральных ассоциаций, или P -клеток. Так, например, если необходимо выяснить, имеются ли какие-либо закономерности распределения последовательностей $P(a)P(\gamma)$ среди двухминеральных $P(\pi)$ и полиминеральных $P(z)$ ассоциаций, то будут исследоваться следующие P -структуры:

$$P(z)P(a)P(\gamma)P(\pi),$$

$$P(\pi)P(a)P(\gamma)P(\pi),$$

$$P(\pi)P(a)P(\gamma)P(z) \text{ и т.д.}$$

На первый взгляд, понятие " P -структура" крайне абстрактное и слабо применимое в геологии. В действительности же в неявном виде это понятие уже используется в геологии. Так, любое опреде-

ление породы фактически является определением не породы, а множества пород, т.е. порода определяется набором предметных переменных, или P -клеток. В определении гранита участвует требование, чтобы количество фемических минералов не превышало 10%. Обозначим множество фемических минералов $P(d)$, где d - биотит. В множество $P(d)$, кроме биотита, могут входить роговая обманка (e) и пироксен (f), т.е.

$$P(d) = \{d, e, f\}.$$

Определяя гранит, мы говорим, что минералов множества $P(d)$ должно быть не более 10%. Так же через предметные переменные определяется практически любая порода.

11. Сравнивая минеральные ассоциации или конкретные последовательности минеральных ассоциаций (породы), мы говорили об эквивалентности или об изоморфизме. При сравнении же типов минеральных ассоциаций мы будем говорить о P -эквивалентности. В этом заключается геологическая нагрузка на математическое понятие " P -эквивалентность", т.е. минеральные ассоциации могут быть эквивалентны, а типы минеральных ассоциаций P -эквивалентны.

12. Крайне интересно для геологии определение понятия "клетка производного разбиения P' ". Для его пояснения рассмотрим математическое понятие " P -абстракция языка L ". Пусть имеется язык

$$L = \{\Gamma, P, \Phi\},$$

где

$$\Gamma = \{a, b, \pi, \gamma\},$$

$$\Phi = \{\pi ab, \pi b \gamma\}.$$

При количественном разбиении P выделяются следующие P -клетки:

$$P(a) = \{a, b\}, P(\pi) = \pi, P(\gamma) = \gamma,$$

т.е. какой-то конкретный массив L описывается в алфавите, состоящим из мономинеральных, биминеральных и трехминеральных ассоциаций. Обозначим множество мономинеральных ассоциаций γ_1 , биминеральных - γ_2 , трехминеральных - γ_3 . Тогда можем записать новый алфавит Γ_1 : $\Gamma_1 = \{\gamma_1, \gamma_2, \gamma_3\}$.

Тем самым мы показали, что массив L сложен мономинеральными, биминеральными и трехминеральными ассоциациями. Иными словами, в качестве алфавита Γ_1 мы рассматриваем множество P -клеток. Если при сравнении конкретных минеральных ассоциаций мы использовали понятие "эквивалентность (дистрибуция)", то при сравнении типов минеральных ассоциаций по отношению P мы используем понятие " P -эквивалентность". Сравнивая типы минеральных ассоциаций, в языке L отношение P заменим отношением P_1 , представляющем P -эквивалентность (эквивалентность ти-

пов минеральных ассоциаций). В качестве нового языка Φ_1 будем рассматривать множество отмеченных P -структур, т.е. таких P -структур, в которых есть хотя бы одна последовательность, принадлежащая Φ .

Вновь полученный язык

$$P(L) = \{\Gamma_1, P_1, \Phi_1\}$$

называется P -абстракцией языка L .

Таким образом, изучая P -абстракции геологических массивов, мы изучаем распределение в языках Φ_1 не конкретных минеральных ассоциаций, а типов минеральных ассоциаций. В данном случае отношение P -эквивалентности представляет дистрибуцию (изоморфизм) типов минеральных ассоциаций, т.е. дистрибуцию γ_1, γ_2 и γ_3 . Если, например, γ_1 и γ_2 относятся к одному дистрибутивному классу, то они P -эквивалентны. Множество P -эквивалентных минеральных ассоциаций, или множество изоморфных типов минеральных ассоциаций, представляет клетку производного разбиения P' . Клетка производного разбиения P' представляет множество "дистрибутивных" элементов Γ_1 , а отношение P' - дистрибуцию типов минеральных ассоциаций, или дистрибуцию на более высоком уровне общности, поэтому язык $P(L)$ называется P -абстракцией языка L .

Производное разбиение P' определяет множество минеральных ассоциаций, но оно коренным образом отличается от геологического стиля определений. Мы привыкли определять множество, исходя из свойств его внутренней структуры (внутреннего строения). Однако чаще всего вариации свойств этих множеств приводят к путанице, в результате чего появляется много различных точек зрения.

В математической лингвистике множества определяют не по внутренним свойствам, а по внешним признакам, т.е. в данном случае сравнивают не интересующие нас множества, а те контексты, в которых они встречаются.

Приведем конкретный пример выделения P' -комплекса, т.е. множества P -эквивалентных минеральных ассоциаций. Пусть

$$\Gamma = \{a, b, \beta, \gamma, \omega\},$$

$$\Phi = \{\omega ab\gamma, \omega ba\gamma, \omega \beta a\gamma\},$$

$$P(a) = \{a, b\}, P(\beta) = \beta, P(\gamma) = P(\omega) = \omega.$$

Тогда a и b P -эквивалентны по условию. Сравним a или b с β для выяснения их P -эквивалентности. Отмеченными являются только две P -структуры с вхождением P -структуры $P(\beta)$:

$$P(\omega)P(\beta)P(a)P(\gamma),$$

$$P(\omega)P(\beta)P(b)P(\gamma).$$

Если в этих P -структурах $P(\beta)$ заменить на $P(a)$ или $P(b)$, то полученные P -структуры тоже будут отмеченными. Значит a, b и β

являются P -эквивалентными минеральными ассоциациями. Множество P -эквивалентных минеральных ассоциаций представляет P' -клетку, поэтому

$$P'(a) = \{a, b, \beta\}.$$

Заметим, что в данном случае $P(a) \neq P'(a)$.

13. Типология языков подразумевает выделение типов языков. В петрографическом или геологическом варианте петрографический (или геологической) язык L описывает какой-то конкретный массив. Поэтому типология языков имеет прямое отношение к вопросу о классификации массивов, комплексов или формаций на новой основе. Мы рассмотрим три основных понятия типологии массивов (языков): 1) полная однородность; 2) однородность; 3) адекватность. В геологии нет сколько-нибудь близких понятий, поэтому перевод математического и лингвистического языка на язык геологии оказался самостоятельной и довольно трудной задачей.

В работах по математической лингвистике эти понятия излагаются в порядке от более слабых к более сильным утверждениям. Мы изложим их здесь в обратном порядке, ибо более сильные утверждения более конкретны (обладают меньшей степенью общности) и понятней геологу.

Язык $\{G, P, \Phi\}$, или массив, описываемый этим языком, является полностью однородным, если

$$S(y) \subseteq P(y)$$

для любого $y \in G$.

Пусть P — разбиение петрографического алфавита по количеству минералов в минеральных ассоциациях; $P(y) = P$ -клетка разбиения P ; y — мономинеральная ассоциация. Тогда $P(y)$ — множество мономинеральных ассоциаций в алфавите G , который описывает массив.

Множество $S(y)$ представляет множество дистрибутивных минеральных ассоциаций. Если это множество включается в множество мономинеральных ассоциаций, то дистрибутивными могут быть только мономинеральные ассоциации. В общем виде выражение $S(y) \subseteq P(y)$ показывает, что в полностью однородном массиве дистрибутивные минеральные ассоциации с равным количеством минералов. Так, например, в полностью однородном массиве калишпат и биотит могут быть дистрибутивны (изоморфны), а биотит и аплит не могут быть дистрибутивны, так как минеральная ассоциация d (биотит) мономинеральна, а y (аплит) — трехминеральна. С этой точки зрения, Пуринский массив не полностью однородный, так как для него характерна миграция пироксена при аплитизации. В данном случае f (пироксен) и y (аплит) являются фашиями, т.е. они занимают одинаковое положение в последовательности событий, в результате которых сформировался Пуринский массив. Отсюда следует, что пироксен и

аплит дистрибутивны. Минеральная ассоциация f — мономинеральна, а y — трехминеральна, поэтому

$$S(y) \not\subseteq P(y),$$

т.е. условие полной однородности не выполнено.

На этом примере можно показать, что сам термин "однородность" не несет никакой информации, т.е. он бессмыслен. Необходимо говорить об однородности только в каком-либо определенном смысле. Этот смысл задается разбиением P . Если P — разбиение количественного характера, то мы говорим об однородности или полной однородности в количественном отношении. Однако можно задать и любое другое разбиение P , т.е. вложить в него другой смысл (например; оценивать однородность в отношении химического состава минеральных ассоциаций).

14. Условие полной однородности устанавливает жесткую связь между разбиениями P и S , что соответствует включению на диаграмме Венна. Менее сильное утверждение констатирует не определенный тип связи между разбиением P и дистрибуцией минеральных ассоциаций, а лишь существование такой связи. Если такая связь существует, то мы говорим, что исследуемый язык (массив) однороден.

15. Еще слабее утверждение об адекватности языка или геологического массива. Математически условие адекватности записывается следующим образом:

$$S(y) \subseteq P'(y),$$

где $S(y)$ — множество дистрибутивных минеральных ассоциаций, а $P'(y)$ — P' -клетка, т.е. множество P -эквивалентных минеральных ассоциаций. Таким образом, в данном случае совсем не утверждается существование какой-либо связи между разбиением P и дистрибуцией минеральных ассоциаций. Достаточно их связь лишь с P' -клеткой. Следовательно, если минеральные ассоциации дистрибутивны, то они P -эквивалентны.

Этим исчерпывается главный набор понятий математической базы аналитической лингвистики. Все остальные понятия или имеют ограниченную сферу применения на основе имеющегося материала, или каким-либо простым путем выводятся из охарактеризованных понятий.

Математическая характеристика конкретных массивов

Шахтаминский массив

$$\Gamma = \{b, c, p, r, x, y\},$$

$$\Phi = \{b, px, pr, prb, prx, xcb, xcbu\}.$$

Проверка всех пар минеральных ассоциаций показывает, что имеет место эквиполлентная и дополнительная дистрибуция минеральных ассоциаций. Каждая минеральная ассоциация сама с собой находится

в отношении тождественной дистрибуции. Обозначив факт тождественной дистрибуции 1, эквиполлентной дистрибуции — 0,5, дополнительной дистрибуции — 0, весь полученный материал мы представили в виде матрицы дистрибуций:

	b	c	π	τ	x	γ
b	1	0	0	0	0,5	0
c	0	1	0	0	0	0
π	0	0	1	0	0	0
τ	0	0	0	1	0,5	0
x	0,5	0	0	0,5	1	0
γ	0	0	0	0	0	1

По строке или столбцу матрицы дистрибуций каждую минеральную ассоциацию можно охарактеризовать частотой встречаемости эквиполлентной дистрибуции. В дальнейшем этот параметр будет использован для выяснения ряда геолого-структурных закономерностей. Искомый ряд частот встречаемости для Шахтаминского массива имеет следующий вид:

b	c	π	τ	x	γ
1	0	0	1	2	0

Минеральные ассоциации, находящиеся в тождественной дистрибуции, E-эквивалентны, т.е. они всегда встречаются в одной и той же ситуации, если под ситуацией понимать петрографический контекст. Таким образом, цифра 1 в матрице дистрибуций показывает, какие минеральные ассоциации наиболее жестко закреплены в определенных ситуациях. Для Шахтаминского массива разных минеральных ассоциаций в таком положении нет, т.е. каждое дистрибутивное семейство минеральных ассоциаций содержит лишь одну минеральную ассоциацию. Иначе говоря, для Шахтаминского массива

$$S(y) = E(y).$$

Цифра 0,5 в матрице дистрибуций показывает, что существуют минеральные ассоциации, которые в меньшей степени закреплены в определенной ситуации. К ним относятся минеральные ассоциации b, τ, x. Остальные минеральные ассоциации находятся только в дополнительной дистрибуции, т.е. они встречаются в совершенно разных ситуациях (антиизоморфны).

Пусть P — разбиение петрографического алфавита на семейства минеральных ассоциаций следующего типа: P(y₁) — множество минералов минеральной ассоциации пусто; P(y₂) — минеральная ассоциация состоит из одного минерала; P(y₃) — минеральная ассоциация сложена более чем одним минералом.

В семейство P(y₁) попадает одна минеральная ассоциация — x (продукты перекристаллизации), в семейство P(y₂) — минеральные ассоциации b, c; в семейство P(y₃) — π, τ, γ.

Таким образом, разбиение P петрографического алфавита Γ таково:

$$P(b) = \{b, c\}, P(\pi) = \{\pi, r, \gamma\}, P(x) = \{x\}.$$

В данном случае разбиение P является собственным.

Рассмотрим для всех массивов P -структуру $P(b)P(\gamma)$. Для Шахтаминского массива

$$\begin{aligned} P(b)P(\gamma) &= \{b, c\} \{ \pi, r, \gamma \} = \\ &= \{b\pi, c\pi, br, cr, b\gamma, c\gamma\}. \end{aligned}$$

Ни одна из пород множества $P(b)P(\gamma)$ не принадлежит Φ , поэтому P -структура $P(b)P(\gamma)$ не отмечена. Естественно, P -структура $P(b)P(\gamma)$ не является совершенной.

Понятие производного разбиения связано с понятием P -эквивалентности, т.е. необходимо исследовать множество минеральных ассоциаций на их P -эквивалентность. Минеральные ассоциации одной P -клетки всегда P -эквивалентны, поэтому для проведения такого анализа достаточно сравнить по одной минеральной ассоциации из каждой P -клетки. Сравним попарно минеральные ассоциации b, π . Пусть $P_1 = \epsilon = P_2$. Тогда P -структура $P_1P(b)P_2 = \{b, c\}$ отмечена, а P -структура $P_1P(\pi)P_2 = \{\pi, r, \gamma\}$ не отмечена, поэтому минеральные ассоциации b, π не P -эквивалентны.

Подобное же сравнение пар π, x и b, x показывает, что они тоже не P -эквивалентны.

Таким образом, при данном петрографическом языке Φ P -эквивалентность минеральных ассоциаций полностью задана разбиением P , т.е.

$$P(\gamma) = P'(\gamma).$$

Для Шахтаминского массива $S(\gamma) = E(\gamma)$, поэтому цепи между минеральными ассоциациями заданы разбиением P . Следовательно,

в данном случае, используя понятие цепи, мы не получим новых сведений по сравнению с разбиением P . По этой же причине: 1) $P(\gamma) = K(\gamma)$, т.е. толерантные свойства минеральных ассоциаций тоже заданы разбиением P ; 2) $P(\gamma) = M(\gamma)$; 3) $P(\gamma) = N(\gamma)$.

До сих пор мы исследовали разбиение Γ множества минеральных ассоциаций. Ниже мы разберем ряд отношений, заданных над Γ , т.е. приведем классификацию не минеральных ассоциаций, а пород, принадлежащих Φ .

Сначала рассмотрим вопрос о E -эквивалентности пород. E -эквивалентные породы занимают одинаковое положение в Φ , т.е. формируются в одинаковых ситуациях, если под ситуацией понимать определенный петрографический контекст.

Рассмотрим пару пород $b, \pi x$. Пусть $u = \pi r$, $v = \epsilon$. Тогда

$$ubv = \pi r b \in \Phi,$$

$$u\pi xv = \pi r \pi x \in \Gamma - \Phi.$$

Поэтому породы $b, \pi x$ принадлежат разным T -дистрибутивным семействам пород:

$$\{b\} \in \mu(y_1), \{\pi x\} \in \mu(y_2).$$

Продолжая подобное сравнение пород, получим:

$$\mu(y_1) = \{b\},$$

$$\mu(y_2) = \{\pi x, \pi r b, \pi r x, x c b y\},$$

$$\mu(y_3) = \{\pi r\},$$

$$\mu(y_4) = \{x c b\}.$$

Таким образом, в Шахтаминском массиве выделяются четыре T -дистрибутивных семейства пород.

Кроме T -дистрибутивных семейств пород, имеет смысл выделять семейства пород в бинарном отношении δ , обозначаемые ниже $\delta(y)$. Последние содержат породы, E -эквивалентные справа. Выше под геологической ситуацией мы понимали контекст, т.е. набор минеральных ассоциаций, формировавшихся до породы y и после породы y . В данном случае идет речь только об одинаковых множествах минеральных ассоциаций, формировавшихся после породы y .

Не требует доказательства утверждение о том, что семейства пород $\mu(y)$ включаются в семейства пород $\delta(y)$. Поэтому сначала рассмотрим, в каком отношении находятся между собой семейства $\mu(y)$.

Известно, что $\mu(y_2) = \{\pi x, \pi r b, \pi r x, x c b y\}$, поэтому $\pi x, \pi r b, \pi r x, x c b y \in \delta(y_1)$.

Рассмотрим минеральную ассоциацию b . При $z = \epsilon$

$$bz = b\epsilon = b \in \Phi,$$

$$\pi x z = \pi x \epsilon = \pi x \in \Phi.$$

При $z \neq \epsilon$ всегда

$$bz \in T - \Phi,$$

$$\pi x z \in T - \Phi,$$

поэтому

$$b \in \delta(y_1).$$

Продолжая эту операцию для остальных пород, получим:

$$\delta(y_1) = \{\pi x, \pi r b, \pi r x, x c b y, b\},$$

$$\delta(y_2) = \{\pi r\},$$

$$\delta(y_3) = \{x c b\}.$$

Сравнивая семейства $\mu(y)$ и $\delta(y)$, мы видим, что при разбиении δ порода b принадлежит одному семейству вместе с породами $\pi x, \pi r b, \pi r x, x c b y$. В то же время при разбиении μ порода b входит в другое семейство.

Мы исследовали также E -эквивалентность пород слева, т.е. выделили семейства пород в бинарном отношении λ . Как и в предыдущем случае, семейства пород $\mu(y)$ включаются в семейства $\lambda(y)$, поэтому можно записать:

$$\pi x, \pi r b, \pi r x, x c b \gamma \in \lambda(y_1).$$

При $z = \pi r$:

$$z b = \pi r b \in \Phi,$$

$$z r \pi r b = \pi r \pi r b \in T - \Phi,$$

поэтому $b \notin \lambda(y_1)$. Отсюда следует, что

$$b \in \lambda(y_2).$$

Оценив положение остальных пород, получим

$$\lambda(y_2) = \{\pi x, \pi r b, \pi r x, x c b \gamma, \pi r, x c b\},$$

$$\lambda(y_2) = \{b\}.$$

Пусть $P(y) = E(y)$, где $y \in \Phi$. Рассмотрим E -структуры пород Шахтаминского массива, исключая E -структуры с одним вхождением $E(y)$. Любая E -структура с одним входением $E(y)$ всегда отмечена, поэтому не имеет смысла сравнивать подобные E -структуры.

Если оперировать только породами $y \in \Phi$, то легко видеть, что для Шахтаминского массива имеются отмеченные E -структуры. Например, E -структура $E(\pi r)E(b) = \{\pi r b\}$ отмечена, ибо $\pi r b \in \Phi$.

Далее проведем разбиение P петрографического словаря Φ и исследуем явления так называемой петрографической омонимии. При разбиении P получим классы пород, частично пересекающиеся. Породы, общие для пересекающихся классов, выполняют роль омонимов в естественном языке, поэтому мы назвали их петрографическими омонимиями.

Так же как в естественном языке выделяется множество флективных форм слова y , в петрографическом языке выделяем классы пород $P(y)$, где $y \in \Phi$:

$$P(b) = \{b, \pi r b, x c b, x c b \gamma\},$$

$$P(\pi x) = \{\pi x\},$$

$$P(\pi r) = \{\pi r, \pi r x, \pi r b\},$$

$$P(x c b) = \{x c b, x c b \gamma\}.$$

Каждое из этих семейств назовем флективным семейством пород. Сравнивая флективные семейства пород, мы видим, что флективное отношение не является разбиением. Так, например:

$$P(b) \cap P(\pi r) = \{\pi r b\}.$$

Иными словами, Шахтаминский массив обладает петрографической омонимией. Назовем породы, являющиеся алгебраическим пере-

сечением разных классов, породами-омонимами. Для Шахтаминского массива выделяются три породы-омонима ($xcb, xcb\gamma, \pi\tau b$). Приняв общее количество пород в языке Φ за 100%, получим, что относительное количество пород-омонимов составляет 43%.

Имеющиеся теоретико-множественные модели языков основаны на разбиениях множеств Γ и Φ , поэтому мы должны или избавиться от омонимии, или найти способ ее математического изучения. Здесь мы избавимся от пород-омонимов, удалив их из Φ , в результате получим новый петрографический алфавит G и петрографический язык F :

$$G = \{b, \pi, x, r\},$$

$$F = \{b, \pi x, \pi r, \pi r x\}.$$

При изучении разбиения над T (а не над Γ) по-новому должен быть поставлен вопрос о разбиении $P(y)$. В данном случае

$$P(b) = \{b\},$$

$$P(\pi x) = \{\pi x\},$$

$$P(\pi r) = \{\pi r, \pi r x\}.$$

Для Шахтаминского массива ни одна из P -структур (над T) с количеством вхождений $P(y)$ более 1 ($y \in F$) не является отмеченной. Например:

$$P(b)P(\pi x) = \{b\pi x\} \notin F,$$

$$P(\pi x)P(b) = \{\pi x b\} \notin F,$$

$$P(\pi r)P(b) = \{\pi r, \pi r x\} \{b\} = \{\pi r b, \pi r x b\} \notin F.$$

Отметим, что таково же положение для всех остальных массивов, за исключением Пуринского, поэтому в дальнейшем этот вопрос затронут лишь в разделе о Пуринском массиве.

Также по-новому можно рассмотреть производное разбиение P' . При этом учитывается, что породы одной P -клетки всегда P -эквивалентны. Поэтому выявление множества P -эквивалентных пород заключается в сравнении по крайней мере по одной породе каждой P -клетки.

P -структуры $P(\pi r)$ и $P(\pi r x)$ P -эквивалентны по условию. Выясним, являются ли попарно P -эквивалентными P -структуры $P(\pi r)$, $P(\pi x)$.

Для P -структуры $P_1 P(\pi r) P_2$ отмеченными являются две P -структуры:

$$P(\epsilon)P(\pi r)P(\epsilon), \quad P(\epsilon)P(\pi r)P(x).$$

Для P -структуры $P_1 P(\pi x) P_2$ P -структура

$$P(\epsilon)P(\pi x)P(x) = \{\pi x x\}$$

не отмечена, ибо $\pi x x \notin F$. Отсюда следует, что P -структуры $P(\pi r)$ и $P(\pi x)$ не P -эквивалентны.

Сравнив также пары πr , b и πx , b , получим:

$$P'(b) = \{b, \pi x\},$$

$$P'(\pi r) = \{\pi r\},$$

$$P'(\pi r x) = \{\pi r x\}.$$

Используя терминологию математической лингвистики, можно сказать, что породы f , πx принадлежат к одной "части речи". В общем виде можно записать, что:

$$P(y) \neq P'(y)$$

для $y \in T$.

Исследуем T -полусемейства в F , обозначаемые $P'_d(y)$. В клетках разбиения P'_d содержатся P -эквивалентные породы. P -эквивалентные породы P -эквивалентны справа в F , поэтому

$$b, \pi x \in P'_d(y_1).$$

P -структура $P(\pi r)P(x)$ отмечена, а P -структура $P(b)P(x)$ не отмечена, поэтому $\pi r \notin P'_d(y_1)$. Следовательно,

$$\pi r \in P'_d(y_2).$$

P -структура $P(\pi r x)P(x)$ не отмечена, поэтому

$$\pi r x \in P'_d(y_3).$$

Таким образом:

$$P'_d(b) = \{b, \pi x\},$$

$$P'_d(\pi r) = \{\pi r\},$$

$$P'_d(\pi r x) = \{\pi r x\},$$

$$\text{т.е. } P'_d(y) = P'(y).$$

В заключение рассмотрим несколько вопросов, касающихся типологии петрографических языков. Сначала обсудим типологию языков $\{ \Gamma, P, \Phi \}$, т.е. вернемся к алфавиту Γ и языку Φ .

Для всех массивов Восточного Забайкалья, в том числе и для Шахтаминского, выполняется $S(y) = E(y)$, где $y \in \Gamma$. Поэтому всегда $S(y) \subseteq P(y)$.

Отсюда следует, что все изученные петрографические языки адекватны. Естественный язык обычно тоже адекватен, но по другой причине, ибо для него чаще всего $S(y) \neq E(y)$.

Языки $\{ \Gamma, P, \Phi \}$ всех массивов полностью однородны, ибо всегда выполняется

$$S(y) = E(y) \subseteq P(y).$$

Существует утверждение (Маркус, 1970), что если язык $\{Г, Р, Ф\}$ полностью однороден, то он однороден. Используя это утверждение, можно заключить, что языки всех массивов однородны.

Напомним, что язык $\{Г, Р, Ф\}$ называется совершенным, если для каждой минеральной ассоциации $y \in Г$ выполняется $P(y) \subseteq S(y)$. Для всех массивов $S(y) = E(y)$. Поэтому языки массивов будут совершенными, если для каждой минеральной ассоциации выполняется $P(y) \subseteq E(y)$.

Такое положение может быть только тогда, когда $P(y) = E(y)$. Для Шахтаминского массива условие $P(y) = E(y)$ не выполняется, поэтому соответствующий язык $\{Г, Р, Ф\}$ не является совершенным.

Так как для всех массивов $S(y) = E(y)$, то условие $P(y) \cap S(y) = \{y\}$ выполняется всегда. Кроме того, известно, что языки $Ф$ всех массивов однородны, поэтому языки $Ф$ всех массивов простые.

Для совершенных петрографических языков $L = \{Г, Р, Ф\}$ Восточного Забайкалья выполняется $P(y) = E(y)$. Поэтому совершенные языки одновременно являются аморфными.

Для всех массивов $S(y) = E(y)$, поэтому языки всех массивов являются чисто парадигматическими.

Один вопрос типологии можно разобрать на примере языков $\{G, P, F\}$. Он касается полностью адекватных языков $\{G, P, F\}$.

E -структуры $E(p)E(b)E(q)$ и $E(p)E(\pi x)E(q)$ отмечены тогда и только тогда, когда $E(p) = E(q) = \epsilon$. Поэтому $\{b\}$ E -доминирует $\{\pi x\}$. Выполняется $\pi x \notin P'(b) = \{b, \pi x\}$, поэтому язык $\{G, P, F\}$ Шахтаминского массива не полностью адекватный.

На примере Шахтаминского массива мы продемонстрировали технику математического исследования множеств минеральных ассоциаций и пород. Для остальных массивов в полном виде рассмотрены лишь вопросы, касающиеся изоморфизма (эквивалентности), по остальным разделам приводятся выводы.

Буторихинский массив

$$\Gamma = \{\pi, r, \gamma\}, \Phi = \{\pi r, \pi r \gamma\}.$$

Матрица дистрибуций для массива такова:

	π	r	γ
π	1	0	0
r	0	1	0
γ	0	0	1

Она показывает, что все минеральные ассоциации находятся в дополнительной дистрибуции и $S(y) = E(y)$. Частота встречаемости эквивалентной дистрибуции для каждой минеральной ассоциации

равна 0. Таким образом, каждая минеральная ассоциация занимает свое место в ряду кристаллизации.

Разбиение P алфавита Γ таково:

$$P(\pi) = \{\pi, r, \gamma\},$$

т.е. разбиение P несобственное. При несобственном разбиении

$$P(\gamma) = P'(\gamma).$$

Для всех массивов Восточного Забайкалья цепи минеральных ассоциаций и семейств $K(\gamma)$, $M(\gamma)$ и $N(\gamma)$ выделяются так же, как и для Шахтаминского массива, поэтому далее эти вопросы не разбираются.

При изучении T -дистрибутивных семейств пород в Φ установлено, что $\mu(\gamma) = E(\gamma)$ для $\gamma \in \Phi$, то же установлено для пород в бинарном отношении δ , т.е. $\delta(\gamma) = E(\gamma)$ для $\gamma \in \Phi$.

Разбиение λ приводит к несобственному разбиению.

Для Буторихинского массива нет ни одной отмеченной E -структуры (кроме E -структур с одним вхождением $\gamma \in \Phi$).

Разбиение P над T приводит к следующим результатам:

$$P(\pi r) = \{\pi r, \pi r \gamma\}.$$

Разбиение P несобственное, поэтому петрографическая омонимия для Буторихинского массива отсутствует и $\Gamma = G$, $\Phi = F$.

По этой же причине для массива $P(\gamma) = P'(\gamma)$ для $\gamma \in F$.

P - несобственное разбиение, поэтому $P'_d(\pi r) = \{\pi r, \pi r \gamma\}$, иначе говоря, $P'(\gamma) = P'_d(\gamma)$ для $\gamma \in F$.

Язык $\{G, P, F\}$ Буторихинского массива не совершенный, так как $P(\gamma) \neq E(\gamma)$ при $S(\gamma) = E(\gamma)$ для $\gamma \in \Gamma$.

Исследуя породы массива на E -доминанцию, можем сделать заключение, что $\pi r \gamma E$ -доминирует πr , но πr не E -доминирует $\pi r \gamma$. Кроме того, выполняется $\pi r \in P'(\pi r) = \{\pi r, \pi r \gamma\}$. Отсюда следует, что язык $\{G, P, F\}$ полностью адекватный.

Голготайский и Сарбактуйский массивы

$$\Gamma = \{b, \gamma\}, \Phi = \{b, \gamma, b \gamma\}.$$

Матрица дистрибуций для массива такова:

$$\begin{array}{c} b \quad \gamma \\ b \left| \begin{array}{cc} 1 & 0,5 \\ 0,5 & 1 \end{array} \right. \\ \gamma \end{array}$$

Она показывает, что обе минеральные ассоциации находятся в эквиполлентной дистрибуции, частота встречаемости для каждой из них, естественно, равна единице. Кроме того, можно сделать вывод, что $S(\gamma) = E(\gamma)$.

Разбиение P алфавита Γ таково:

$$P(b) = \{b\}, P(\gamma) = \{\gamma\},$$

т.е. $P(\gamma) = E(\gamma)$ для $\gamma \in \Gamma$.

P — структура $P(b)P(\gamma)$ отмеченная и совершенная. Выполняется $P'(b) = \{b\}, P'(\gamma) = \{\gamma\}$, поэтому $P(\gamma) = P'(\gamma)$ для $\gamma \in \Gamma$.

Исследование Γ -дистрибутивных семейств показывает, что $\mu(\gamma) = E(\gamma)$ для всех $\gamma \in \Gamma$. Семейства пород в бинарном отношении δ и λ таковы:

$$\delta(b) = \{b\}, \delta(\gamma) = \{\gamma, b\gamma\};$$

$$\lambda(b) = \{b, b\gamma\}, \lambda(\gamma) = \{\gamma\}.$$

E -структура $E(b)E(\gamma)$ отмеченная.

Выявление флективных семейств пород в языке $\{\Gamma, P, \Phi\}$ показывает, что $P(b) = \{b, b\gamma\}, P(\gamma) = \{\gamma, b\gamma\}$, т.е. $P(b) \cap P(\gamma) = \{b\gamma\}$.

Значит Голготайский и Сарбактуйский массивы обладают петрографической омонимией. Число пород-омонимов — 1, относительное количество пород-омонимов — 33%. После удаления пород-омонимов из языка Φ и соответствующих минеральных ассоциаций из Γ получаем новый язык $\{G, P, F\}$:

$$G = \{b, \gamma\}; F = \{b, \gamma\}.$$

Производное разбиение P' в языке $\{G, P, F\}$ таково:

$$P'(b) = P(b) \cup P(\gamma) = \{b, \gamma\}.$$

Кроме того, выполняется

$$P'_d(\gamma) = P'(\gamma).$$

Для обоих массивов $P(\gamma) = E(\gamma)$ для $\gamma \in \Gamma$, поэтому языки $\{\Gamma, P, \Phi\}$ Голготайского и Сарбактуйского массивов совершенные и аморфные.

В языке $\{G, P, F\}$ минеральная ассоциация b E -доминирует γ и γ E -доминирует b . Кроме того, выполняется:

$$\gamma \in P'(b) = \{b, \gamma\},$$

$$b \in P'(\gamma) = \{b, \gamma\},$$

поэтому язык $\{G, P, F\}$ массивов полностью адекватный.

Белухинский и Кирйиринский массивы

Массивы сложены структурно равновесными породами, не поддающимися дифференциации на минеральные ассоциации. Поэтому формализуемая часть пород массивов представляет пустое множество или

$$\Gamma = \Phi = \{\epsilon\}.$$

Содержательный математический анализ пород этих массивов провести нельзя. Однако в сравнительном виде подобная запись языка $\{\Gamma, P, \Phi\}$ необходима, ибо в данном случае $\Gamma = \{\epsilon\}$, а в других случаях $\Gamma \neq \{\epsilon\}$, т.е. массивы можно классифицировать по мощности множества, представляющего формализуемую часть породы.

Дзалаевский и Курунзулаевский массивы

$$\Gamma = \{b\}, \Phi = \{b\}.$$

В петрографическом языке Φ только одна порода, поэтому массив характеризуется лишь тождественной дистрибуцией минеральных ассоциаций и $S(y) = E(y)$ для $y \in \Gamma$, а также

$$P(b) = P'(b) = K(b) = M(b) = N(b) = \{b\},$$

$$\mu(b) = \delta(b) = \lambda(b) = \{b\}.$$

По этой же причине массивы не обладают петрографической омонимией и $\{\Gamma, P, \Phi\} = \{G, P, F\}$.

Северо-Сарбантуйский массив

$$\Gamma = \{b, d, \pi, r, x\},$$

$$\Phi = \{\pi r, \pi r x, \pi r x d, \pi r x d b\}.$$

Матрица дистрибуций для массива имеет следующий вид:

	b	d	π	r	x
b	1	0	0	0	0
d	0	1	0	0	0
π	0	0	1	0	0
r	0	0	0	1	0
x	0	0	0	0	1

Она показывает, что все минеральные ассоциации находятся между собой в дополнительной дистрибуции, т.е. $S(y) = E(y)$.

Разбиение P множества минеральных ассоциаций Γ таково:

$$P(b) = \{b, d\}, P(\pi) = \{\pi, r\}, P(x) = \{x\}.$$

Разбиение P собственное. Минеральные ассоциации b, d и π, r попарно P -эквивалентны, поэтому выясняем взаимоотношения (P -эквивалентность) между b, π, x , т.е. между парами $b, \pi; b, x; \pi, x$. В результате получаем, что никаких P -эквивалентных минеральных ассоциаций, кроме тех, P -эквивалентность которых задана разбиением P , не существует. Отсюда следует, что $P(y) = P'(y)$ для всех $y \in \Gamma$.

Рассматривая Γ -дистрибутивные семейства пород в Φ , нетрудно установить, что $\mu(y) = E(y)$ для всех $y \in \Gamma$. Кроме того, выполняется $\delta(y) = E(y)$ для $y \in \Gamma$.

На этом примере удобно продемонстрировать геологическое значение выделения семейств пород в бинарном отношении δ . В данном случае видно, что породы развиваются только "вправо", т.е. существует какая-то минеральная ассоциация, а все остальные минеральные ассоциации развиваются на базе первой путем прибавления каждый раз новой минеральной ассоциации.

Другое положение было бы, если в Φ кроме имеющихся пород была, например, порода $\pi\tau$. Тогда схема развития массива перестала бы быть линейной и тогда $\delta(y) \neq E(y)$.

Рассмотрим семейства пород в бинарном отношении λ . Последние минеральные ассоциации во всех породах разнятся между собой, поэтому

$$\lambda(\pi\tau) = \{\pi\tau, \pi\tau x, \pi\tau x d, \pi\tau x d b\},$$

т.е. $\lambda(y)$ – несобственное разбиение.

Ни одна E -структура с несколькими вхождениями $E(y)$ не отмечена, поэтому вопрос о E -эквивалентности пород массива решается довольно просто.

Флективные семейства пород массива таковы:

$$P(\pi\tau) = \{\pi\tau, \pi\tau x, \pi\tau x d, \pi\tau x d b\},$$

$$P(\pi\tau x) = \{\pi\tau x, \pi\tau x d, \pi\tau x d b\},$$

$$P(\pi\tau x d) = \{\pi\tau x d, \pi\tau x d b\},$$

$$P(\pi\tau x d b) = \{\pi\tau x d b\}.$$

Отсюда следует, что массив обладает петрографической омонимией. Число пород-омонимов – 3. Относительное количество пород-омонимов – 75%. При удалении пород-омонимов получаем язык

$$G = \{\pi, \tau\}, F = \{\pi\tau\}, P(\pi\tau) = \{\pi\tau\}.$$

Сужение языка F до одной породы приводит к тому, что все остальные математические характеристики пород и минеральных ассоциаций аналогичны таковым для Дзалаевского и Курунзулаевского массивов.

Алдакачанский массив

$$\Gamma = \{d, \gamma\}, \Phi = \{\gamma, d\gamma\}, P(d) = \{d\}, P(\gamma) = \{\gamma\}, S(\gamma) = E(\gamma) \quad (\text{для } \gamma \in \Gamma).$$

Матрица дистрибуций имеет следующий вид:

$$\begin{array}{c|cc} & d & \gamma \\ \hline d & 1 & 0 \\ \gamma & 0 & 1 \end{array}$$

Она показывает, что минеральные ассоциации массива находятся в дополнительной дистрибуции.

Для минеральных ассоциаций массива выполняется

$$P(y) = E(y) = S(y)$$

для $y \in \Gamma$, поэтому $P(y) = P'(y)$.

Рассмотрение Γ -дистрибутивных семейств пород в Φ показывает, что $\mu(y) = E(y)$ для всех $y \in \Gamma$, а для отношения δ выполняется:

$$\delta(y) = \{y, d, y\},$$

т.е. разбиение δ несобственное. Бинарное отношение λ не отличается от разбиения μ .

Положение с E -структурами аналогично таковому для Северо-Сарбактуйского массива.

Для Алдакчанского массива выделяется одно флективное семейство пород $P(y) = \{y, d, y\}$, поэтому петрографической омонимией массив не обладает и $\{\Gamma, P, \Phi\} = \{G, P, F\}$. В связи с этим $P(y) = P'(y)$ для $y \in \Gamma$. По этой же причине $P'_d(y) = \{y, d, y\}$.

Для массива выполняется $P(y) = E(y)$ для $y \in \Gamma$, поэтому язык $\{\Gamma, P, \Phi\}$ совершенный и аморфный. Рассмотрим E -доминацию пород массива: В данном случае d, y E -доминирует y (но не наоборот). Кроме того, выполняется $y \in P'(d, y) = \{y, d, y\}$, поэтому язык $\{G, P, F\}$ полностью адекватный.

Цаган-Олуевский массив

Математические характеристики массива аналогичны таковым для Дзалаевского и Курунзулаевского массивов, ибо в обоих случаях как алфавит Γ , так и язык Φ представлены одной минеральной ассоциацией.

Акатуевский массив

$\Gamma = \{a, b, c, d, f, \pi, r, x, y\}$, $\Phi = \{rcba, \pi db, \pi dbbb, \pi bd, \pi xrd, \pi rd, \pi y, \pi b, b, y, rdb, rb, \pi r, rcb, fc, rdba, \pi rb, rbd, db, rd, \pi d, d, y, rb, y, \pi xrb, rdc, da, r, \pi xr, cb, fcb\}$, $P(a) = \{a, b, c, d, f\}$, $P(\pi) = \{\pi, r, y\}$, $P(x) = \{x\}$, $S(y) = E(y)$ для $y \in \Gamma$.

Сразу видно, что Акатуевский массив резко отличается от предыдущих мощностью множеств Γ и Φ , т.е. степень структурной гомогенизации пород массива мала, за счет чего увеличивается формализуемая часть пород. Математическое изучение языков такой мощности представляет самостоятельную, довольно трудную задачу. Для массивов Восточного Забайкалья мощность множества Φ не превышает 40 (в данном случае 30), поэтому мы смогли обойтись без ЭВМ. При более значительных мощностях использование ЭВМ для изучения теоретико-множественных моделей пород в ряде случаев необходимо.

Матрица дистрибуций массива такова:

	a	b	c	d	f	π	r	x	γ
a	1	0,5	0	0	0	0	0	0	0
b	0,5	1	0	0,5	0	0	0,5	0	0
c	0	0	1	0	0	0,5	0	0	0
d	0	0,5	0	1	0	0,5	0,5	0	0
f	0	0	0	0	1	0	0,5	0	0
π	0	0	0,5	0,5	0	1	0,5	0	0
r	0	0,5	0	0,5	0,5	0,5	1	0	0,5
x	0	0	0	0	0	0	0	1	0
γ	0	0	0	0	0	0	0,5	0	1

Матрица показывает, что минеральные ассоциации массива находятся в эквиполлентной и дополнительной дистрибуции. Частота встречаемости эквиполлентной дистрибуции для каждой минеральной ассоциации такова:

a	b	c	d	f	π	r	x	γ
1	3	1	3	1	3	5	0	1

Как и для других массивов, рассмотрим P -структуру $P(b)P(\gamma)$:

$$P(b)P(\gamma) = \{a, b, c, d, f\} \{ \pi, r, x \} = \{a\pi, ar, ax, b\pi, br, bx, c\pi, cr, cx, d\pi, dr, dx, f\pi, fr, fx\}.$$

Изучение производного разбиения P' показывает, что $P'(\gamma) = E(\gamma)$. Изучение T -дистрибутивных семейств пород в Φ показывает, что выделяется 16 T -дистрибутивных семейств пород:

$$\mu(rcba) = \{rcba, rdcb, d\gamma, ndbbb, fcb, fcb, rbda, pbd, \pi rb, \pi xrd, rdb, \pi rd, rby, \pi\gamma, \pi xrb\};$$

$$\mu(ndb) = \{ndb\}; \mu(\pi r) = \{\pi r, \pi b\};$$

$$\mu(b) = \{b\}; \mu(\gamma) = \{\gamma\}; \mu(rb) = \{rb\}; \mu(rcb) = \{rcb\};$$

$$\mu(rbd) = \{rbd\}; \mu(db) = \{db\}; \mu(\pi d) = \{\pi d\};$$

$$\mu(rd) = \{rd\}; \mu(da) = \{da\}; \mu(r) = \{r\};$$

$$\mu(\pi xr) = \{\pi xr\}; \mu(cb) = \{cb\}; \mu(fc) = \{fc\}.$$

При изучении семейств пород в бинарном отношении δ выделяются следующие группы:

$$\delta(rcba) = \{rcba, rdcb, d\gamma, ndbbb, fcb, rbda, pbd, \pi rb, \pi xrd, rdb, \pi rd, rby, \pi\gamma, \pi xrb, b, \gamma, db, da, cb\};$$

$$\delta(\pi r) = \{\pi r, \pi b\}; \delta(ndb) = \{ndb\}; \delta(rb) = \{rb\};$$

$$\delta(rcb) = \{rcb, rbd\}; \delta(fc) = \{fc\}; \delta(\pi d) = \{\pi d\};$$

$$\delta(rd) = \{rd\}; \delta(r) = \{r, \pi xr\}.$$

Выделяются два семейства пород в бинарном отношении λ :

$$\lambda(y_1) = \{px, \pi rb, \pi x, xcbu, \pi, xcb\};$$

$$\lambda(y_2) = \{b\}.$$

При изучении петрографической омонимии выделено 20 пород-омонимов, что составляет 67% общего количества пород. Удалив породы-омонимы из Φ , получим новые варианты множеств Γ и Φ :

$$G = \{b, d, e, f, \pi, r, \gamma\};$$

$$F = \{\pi bd, \pi \gamma, \pi b, b, \gamma, fe, \pi d, d\gamma, da, r\}.$$

В новом языке $\{G, P, F\}$ выделяются следующие P' -клетки:

$$P'(r) = \{r, fc, \pi d, da\},$$

$$P'(b) = \{b, \pi b, \pi bd\},$$

$$P'(\gamma) = \{\gamma, \pi \gamma, d\gamma\}.$$

Отсюда следует, что $P(y) \neq P'(y)$ для $y \in T$.

Рассмотрим T -полусемейства в F . Выясним взаимоотношения между P -структурами $P'(r)P(y)$ и $P'(b)P(y)$ при $y \in T$. При $y = \epsilon$ обе эти P -структуры отмеченные, при $y \neq \epsilon$ они не отмеченные, так как в F нет ни одной породы, начинающейся с b , кроме самой породы b . Значит породы множеств $P'(r)$ и $P'(b)$ P -эквивалентны справа в F , т.е.

$$r, fc, \pi d, da, b, \pi b, \pi bd \in P'_d(r).$$

Таково же положение для минеральной ассоциации γ , поэтому

$$P'_d(r) = \{r, fc, \pi d, da, b, \pi b, \pi bd, \gamma, \pi \gamma, d\gamma\}.$$

Иными словами, разбиение P'_d приводит к несобственному разбиению.

Рассмотрим E -доминацию пород Акатуевского массива. Порода πbd E -доминирует γ , и выполняется:

$$\gamma \in P'(\pi bd) = \{b, \pi b, \pi bd\},$$

поэтому язык $\{G, P, F\}$ не полностью адекватный.

Пуринский массив

$$\begin{aligned} \Gamma = \{a, b, c, d, e, f, \pi, x, d, \gamma\}, \quad \Phi = \{xe, xed, xed\gamma, xbd, e, \gamma, d, \\ b, ba, f, e\gamma, \gamma d, xb, bx, xfx, adbc\gamma a, cxbf, xf, x\gamma, xxe, xdy, ex, \\ fx, bf, be, bee, bbb, beey, bbb\gamma, xd, \gamma a, a\gamma, \pi xd, d\gamma, a, dbb\gamma a, \\ fe, ed, dfe, de\}, \quad P(a) = \{a, b, c, d, e, f\}, \quad P(\pi) = \{\pi, a, \gamma\}, \\ P(x) = \{x\}, \quad S(\gamma) = E(\gamma) \quad \text{для } \gamma \in \Gamma. \end{aligned}$$

Матрица дистрибуций массива имеет следующий вид:

	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>d</i>	<i>e</i>	<i>f</i>	π	<i>x</i>	α	γ
<i>a</i>	1	0	0	0	0,5	0,5	0	0	0	0
<i>b</i>	0	1	0	0,5	0,5	0,5	0	0,5	0,5	0,5
<i>c</i>	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
<i>d</i>	0	0,5	0	1	0,5	0,5	0	0,5	0,5	0,5
<i>e</i>	0,5	0,5	0	0,5	1	0,5	0	0,5	0,5	0,5
<i>f</i>	0,5	0,5	0	0,5	0,5	1	0	0,5	0,5	0,5
π	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0
<i>x</i>	0	0,5	0	0,5	0,5	0,5	0	1	0,5	0,5
α	0	0,5	0	0,5	0,5	0,5	0	0,5	1	0,5
γ	0	0,5	0	0,5	0,5	0,5	0	0,5	0,5	1

Матрица показывает, что по отношению к другим массивам для Пуринского массива необычайно широко развита эквиоллентная дистрибуция, частоты встречаемости которой для минеральных ассоциаций таковы:

<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>d</i>	<i>e</i>	<i>f</i>	π	<i>x</i>	α	γ
2	6	0	6	7	7	0	6	6	6

Рассмотрим P -структуру $P(b)P(\gamma)$:

$$P(b)P(\gamma) = \{a, b, c, d, e, f\} \{ \pi, \alpha, \gamma \} = \{a\pi, a\alpha, a\gamma, b\pi, b\alpha, b\gamma, c\pi, c\alpha, c\gamma, d\pi, d\alpha, d\gamma, e\pi, e\alpha, e\gamma, f\pi, f\alpha, f\gamma\}.$$

Последовательность $e\gamma \in \Phi$, поэтому P -структура $P(b)P(\gamma)$ отмеченная (но не совершенная).

P -эквивалентность для минеральных ассоциаций Пуринского массива задается разбиением P , т.е.

$$P(\gamma) = P'(\gamma)$$

для всех $\gamma \in \Gamma$.

Выделяются следующие T -дистрибутивные семейства пород в Φ :

$$\mu_{xe} = \{xe\}; \mu_{xed} = \{xed, bee, bbb\};$$

$$\mu_{xedy} = \{xedy, xbd, ba, nd, bxе, xfx, adbe\gamma\alpha, cxbfe, xy, xxe, xdy, ex, bee\gamma, bbb\gamma, a\gamma, \pi xd, dby, dbb\gamma\alpha, dfe, de\};$$

$$\mu(e) = \{e\}; \mu(\gamma) = \{\gamma\}; \mu(d) = \{d\}; \mu(b) = \{b\};$$

$$\mu(f) = \{f\}; \mu(e\gamma) = \{e\gamma\}; \mu(xb) = \{xb\};$$

$$\mu(xf) = \{xf\}; \mu(fx) = \{fx\}; \mu(bf) = \{bf\};$$

$$\mu(be) = \{be\}; \mu(xd) = \{xd\}; \mu(\gamma\alpha) = \{\gamma\alpha\};$$

$$\mu(a) = \{a\}; \mu(fe) = \{f, e\}; \mu(ed) = \{ed\}.$$

Приведем также результаты исследований бинарных отношений δ и λ :

$$\delta(xed) = \{xed, bee, bbb, xd, a\};$$

$$\delta(xedy) = \{xedy, xbd, ba, \gamma d, bxe, xfx,$$

$$adbe\gamma a, cxbfe, xy, xxe, xd\gamma,$$

$$ex, bee\gamma, bbb\gamma, a\gamma, \pi xd, db\gamma,$$

$$dbb\gamma a, dfe, de, e\gamma, xb, fx,$$

$$bf, \gamma a, fe, ed\};$$

$$\delta(xe) = \{xe\}; \delta(e) = \{e, xf\}; \delta(\gamma) = \{\gamma\};$$

$$\delta(d) = \{d\}; \delta(b) = \{b\}; \delta(f) = \{f\};$$

$$\delta(be) = \{be\};$$

$$\lambda(xed) = \{xed, bee, bbb\};$$

$$\lambda(xedy) = \{xedy, xbd, ba, \gamma d, bxe, xfx, adbe\gamma a,$$

$$cxbfe, xy, xxe, xd\gamma, ex, bee\gamma, bbb\gamma, a\gamma,$$

$$\pi xd, db\gamma, dbb\gamma a, dfe, de, xb, xf, bf, be\};$$

$$\lambda(xe) = \{xe, f, ed\}; \lambda(e) = \{e, e\gamma\};$$

$$\lambda(\gamma) = \{\gamma, fx\}; \lambda(d) = \{d\}; \lambda(xd) = \{xd\};$$

$$\lambda(\gamma a) = \{\gamma a\}; \lambda\{a\} = \{a\}; \lambda(fe) = \{fe\}.$$

Пуринский массив обладает петрографической омонимией.

Сравнение флективных семейств показывает, что в Пуринском массиве имеются 28 пород-омонимов. Относительное количество пород-омонимов 70%. Удалив породы-омонимы из Φ , получим:

$$G = \{a, b, d, e, f, x, a, \gamma\};$$

$$F = \{xe, e, \gamma, d, b, ba, f, xy, xxe, ex,$$

$$bbb, a\};$$

$$P(e) = \{e, xe, xxe, ex\};$$

$$P(\gamma) = \{\gamma, x\gamma\}; P(d) = \{d\}; P(b) = \{b, ba, bbb\};$$

$$P(f) = \{f\}; P(a) = \{a\}.$$

Интересно, что в отличие от всех остальных массивов для Пуринского массива имеется одна отмеченная P -структура в языке $\{G, P, F\}$ с количеством вхождений $P(\gamma)$ более одного для $\gamma \in T$. Так, например, P -структура $P(b)P(b)P(b)$ отмеченная, ибо $bbb \in F$.

Установлено, что $P(\gamma) = P'(\gamma)$ для всех $\gamma \in G, T$ -полусемейства в F таковы:

$$P'_d(e) = \{e, xe, ex, xxe, \gamma, xy, d, f, a\},$$

$$P'_d(d) = \{b, ba, bbb\}.$$

Рассмотрим E -доминацию пород массива. Порода $\{xxe\}$ E -доминирует $\{a\}$, и

$$a \notin P'(xxe) = \{e, xe, ex, xxe\}.$$

Поэтому язык $\{G, P, F\}$ не полностью адекватный.

Алиинский массив

$$\Gamma = \{d, \gamma\}, \Phi = \{d, d\gamma\}, P(d) = \{d\}, P(\gamma) = \{\gamma\}, S(\gamma) = E(\gamma) \text{ для } \gamma \in \Gamma.$$

Матрица дистрибуций массива такова:

	d	γ
d	1	0
γ	0	1

Матрица показывает, что минеральные ассоциации d, γ находятся в дополнительной дистрибуции. Минеральные ассоциации d и γ не P -эквивалентны, поэтому $P(d) \neq P(\gamma)$ для $\gamma \in \Gamma$. Кроме того, $\mu(d) = \{d\}$, $\mu(d\gamma) = \{d, \gamma\}$, поэтому $\mu(\gamma) = E(\gamma)$ для $\gamma \in \Gamma$:

Рассмотрим семейства пород в бинарном отношении δ . Пусть $z = \gamma$, тогда $dz = d\gamma \in \Phi$, $d\gamma z = d\gamma\gamma \in \Gamma - \Phi$, поэтому $\delta(d) = \{d\}$, $\delta(d\gamma) = \{d\gamma\}$.

Так же просто решается вопрос о семействах пород в бинарном отношении λ . Для массива выполняется

$$\lambda(d) = \{d, d\gamma\}.$$

Положение с E -структурами для Алиинского массива такое же, как и для Дзалаевского или Курунзулаевского массивов. Петрографической омонимией Алиинский массив не обладает, поэтому

$$\{\Gamma, P, \Phi\} = \{G, P, F\}.$$

Так как в Φ всего две породы, то можно без особых доказательств записать, что $P'(d) = P'_d(d)$.

Для массива выполняется условие $P(\gamma) = E(\gamma)$ в языке $\{\Gamma, P, \Phi\}$, поэтому соответствующий язык совершенный и аморфный.

Рассмотрим E -доминацию пород массива. Порода $d\gamma$ E -доминирует d (но не наоборот), и выполняется $d \in P'(d\gamma) = \{d, d\gamma\}$, поэтому язык $\{G, P, F\}$ полностью адекватный.

Запокровский массив

$$\Gamma = \{b, d, e, x, \gamma\}, \Phi = \{dx, dx\gamma, dx\gamma e, dx\gamma b\}, P(b) = \{b, d, e\}, P(\gamma) = \{\gamma\}, P(x) = \{x\}, S(\gamma) = E(\gamma) \text{ для } \gamma \in \Gamma.$$

Матрица дистрибуций массива такова

	b	d	e	x	γ
b	1	0	0	0	0
d	0	1	0	0	0
e	0	0	1	0	0
x	0	0	0	1	0
γ	0	0	0	0	0

Матрица показывает, что все минеральные ассоциации находятся между собой в отношении дополнительной дистрибуции.

Относительно P -структуры $P(b) P(\gamma)$ можно сказать следующее.
 P -структура

$$P(b) P(\gamma) = \{b, d, e\} \{\gamma\} = \{b\gamma, d\gamma, e\gamma\},$$

не отмеченная, так как ни одна из последовательностей множества $P(b)P(\gamma)$ не принадлежит Φ .

Рассмотрение производного разбиения P' показывает, что $P(\gamma) = P'(\gamma)$ для всех $\gamma \in \Gamma$. Выделяются следующие семейства пород:

$$\mu(dx) = \{dx\}; \mu(dxy) = \{dxy\};$$

$$\mu(dx\gamma e) = \{dx\gamma e, dxeb\};$$

$$\delta(dx) = \{dx\}; \delta(dxy) = \{dxy\};$$

$$\delta(dx\gamma e) = \{dx\gamma e, dxeb\};$$

$$\lambda(dx) = \{dx, dxy, dx\gamma e, dxeb\}.$$

Запокровский массив обладает петрографической омонимией.

Сравнение флективных семейств пород показывает, что число пород-омонимов составляет 2, их относительное количество - 50%. Удаление пород-омонимов из языка приводит к новому языку:

$$G = \{b, d, e, x\},$$

$$F = \{dx, dxeb\},$$

$$P(dx) = \{dx, dxeb\}.$$

Разбиение P в данном случае несобственное, поэтому $P(\gamma) = P'(\gamma)$ для $\gamma \in \Gamma$. По этой же причине $P'(dx) = P'_d(dx)$.

Рассмотрим E -доминацию пород. Порода $dxeb$ E -доминирует dx (но не наоборот), и

$$dx \in P'(dxeb) = \{dx, dxeb\},$$

поэтому язык $\{G, P, F\}$ полностью адекватный.

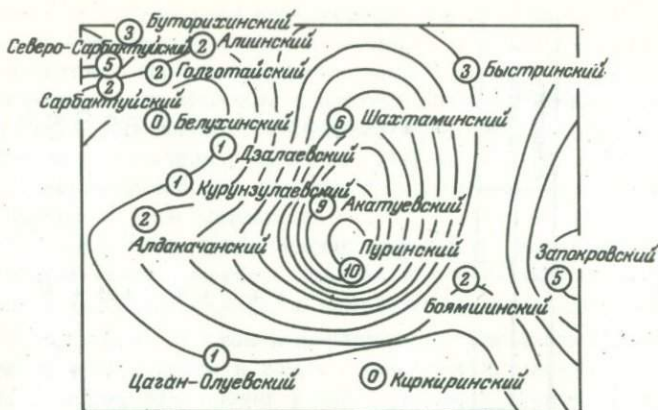
Боямшинский массив

$$\Gamma = \{b, d\}, \Phi = \{bd\}, P(b) = \{b, d\}, \delta(b) = \{b\}, S(d) = \{d\}.$$

Так как $L(b) = \langle \epsilon, d \rangle$, $L(d) = \langle b, \epsilon \rangle$, то минеральные ассоциации массива находятся в отношении дополнительной дистрибуции. Разбиение P несобственное, поэтому $P(b) = P'(b)$. В Φ всего лишь одна порода, поэтому $\mu(bd) = \{bd\}$. По этой же причине $\delta(bd) = \{bd\}$, $\lambda(bd) = \{bd\}$, петрографическая омонимия пород отсутствует. Столь же тривиальны все остальные математические характеристики массива.

Геологические приложения

В алфавит Γ включаются только формализованные части пород - структурно неравновесные части, для которых в каком-либо виде проявляются возрастные соотношения между минералами и минеральными ассоциациями. Таким образом, порода может иметь очень слож-



Фиг.69. Мощность множества Г в изолиниях (число минеральных ассоциаций, слагающих породы массивов)

ный состав, но если она структурно равновесна, то множество Г (петрографический алфавит) будет пусто. С подобных позиций степень сложности массивов еще не учитывалась петрографами. Первая же попытка оценить мощность (число членов) алфавита Г приводит к существенным результатам.

В табл. 3 приведены данные относительно алфавитов Г для массивов Восточного Забайкалья. Мощность множества Г соотнесена с условными центрами тяжести массивов, результаты приведены на фиг. 69. В данном случае мощность множества Г отражена в виде изолиний. Напомним, что проведение изолиний – формальная операция, не зависящая от того, по какой сетке определены точки наблюдения. Для Восточного Забайкалья получена довольно неожиданная картина. Напомним, что для Забайкалья характерен северо-восточный общий план геологических структур. В данном же случае выявляется концентрическая зональность с центром в районе Шахтаминского, Акатоевского и Пуринского массивов.

В последнее время И.Н. Томсоном, Н.Т. Кочневой и О.П. Поляковой по геологическим и морфоструктурным данным выделен мегасвод Восточного Забайкалья с центром, расположенным примерно в районе Шахтаминского и Акатоевского массивов. Таким образом, выявленная структура как бы проявляет мегасвод Восточного Забайкалья. Подобный анализ интересен тем, что все массивы на изученной территории относятся к разным комплексам, формациям, имеют разный возраст и др., однако находится такое отношение эквивалентности, по которому, казалось бы, совершенно разные массивы попадают в один класс. Так, например, Цаган-Олуевский массив является представителем гнейсово-купольной формации, а Курунзулаевский и Дзалаевский – обычные гранитные массивы. Тем не

менее степень их структурной неравновесности оказалась одинакова, что соответствует их положению на крыльях мегасвода. Акатуевский массив относится к шахтаминскому комплексу, он в основном сложен сиенито-диоритами, по обычным классификациям он относится к ряду резко гибридных образований. Напротив, Пуринский массив сложен гранитами и аляскиотовыми гранитами. Тем не менее по признаку структурной неравновесности они оказались близки, что соответствует их положению в ядре мегасвода.

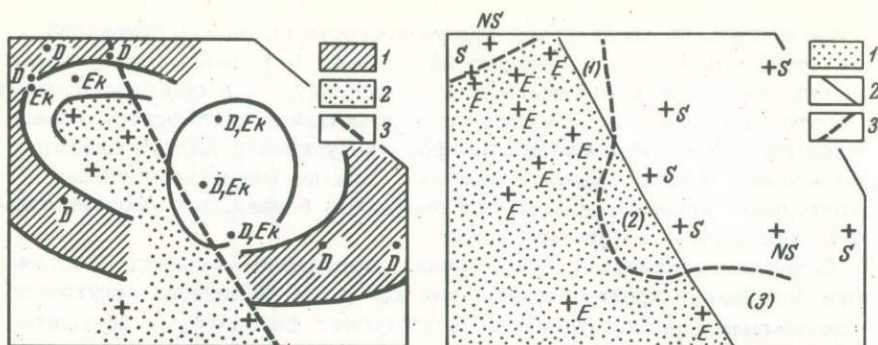
С металлогенической точки зрения, выделение мегасвода Восточного Забайкалья крайне важно, так как к его периферии приурочено низкотемпературное оруденение, в частности флюоритовая, флюорит-баритовая и сурьмяно-ртутная минерализация. Низкотемпературная минерализация расположена в зонах с мощностью множества Γ , равной 1 - 2. Поэтому при прочих равных условиях прогнозные исследования следует проводить в районах первой и второй изолиний на фиг. 69. Интересно, что на востоке территории намечается второй мегасвод, поэтому его обрамления тоже могут оказаться перспективными на низкотемпературное оруденение. В районе Северо-Сарбакуйского массива намечается третий, более локальный максимум искоемых значений. В северной части этого максимума находится Балеиское эпитермальное месторождение. Ориентируясь на изолинию 2 в отношении низкотемпературного оруденения, следует обратить внимание на линию, проходящую через Алиинский, Голготайский и Сарбакуйский массивы, т.е. на северо-восточную зону к северу от Белухинского месторождения.

Рассмотрим мощность множеств Φ , т.е. сравним число разных типов пород, поддающихся дифференциации на ряд минеральных ассоциаций. Оно колеблется от 0 до 40, причем в центре мегасвода расположены наибольшие значения, и переход от больших значений к меньшим не плавный, а скачкообразный. Скачок приходится на границу ядра мегасвода.

Рассмотрим дистрибуции минеральных ассоциаций. На фиг. 70 приведена схема, отражающая распределение в пространстве пар минеральных ассоциаций в тождественной дистрибуции (без специального условного знака, ибо каждая минеральная ассоциация сама с собой находится в отношении тождественной дистрибуции), в дополнительной (D) и эквиполлентной (Ek) дистрибуции.

На схеме четко видно, что вновь проявляется мегасвод Восточного Забайкалья. По периферии мегасвода расположены массивы (не будем учитывать тождественную дистрибуцию) лишь с дополнительной дистрибуцией, т.е. в них нет двух минеральных ассоциаций, формирующихся в одинаковых условиях. Для периферии мегасвода не отмечен структурный изоморфизм минеральных ассоциаций, а лишь анти-изоморфизм.

На северо-западе территории в качестве промежуточного пояса мегасвода выступает зона (Голготайский, Сарбакуйский массивы), в которой все минеральные ассоциации, наоборот, частично струк-



Фиг. 70. Распределение в пространстве пар минеральных ассоциаций в тождественной дистрибуции, в дополнительной дистрибуции (D) и в эквиполлентной дистрибуции (Ek)

1-2 - зоны развития пар минеральных ассоциаций: 1 - в тождественной и дополнительной дистрибуции, 2 - в тождественной и эквиполлентной дистрибуции, 3 - осевая линия Кличкинско-Дарасунской сквозной структуры

Фиг. 71. Распределение в пространстве единичного (E), собственного (S) и несобственного (NS) разбиения петрографического алфавита Γ
 1 - зона с единичным разбиением алфавита; 2 - осевая линия Кличкинско-Дарасунской сквозной структуры; 3 - разграничительная линия между зонами с единичным и собственным разбиением

турно изоморфны, т.е. находятся в эквиполлентной дистрибуции. Ядро мегасвода фиксируется по массивам, в которых развиты минеральные ассоциации как в дополнительной, так и в эквиполлентной дистрибуции.

Интересно, что на этом же материале и на этой же схеме выявляется Кличкинско-Дарасунская сквозная рудоконцентрирующая структура. Все пять массивов, для которых не отмечается ни дополнительная, ни эквиполлентная дистрибуция, расположены к западу от осевой линии Кличкинско-Дарасунской структуры - рудоконцентрирующая структура выступает в виде барьера для подобных массивов.

Таким образом, анализ дистрибуций позволяет фиксировать оба типа структур эпохи активизации - мегасводы и сквозные рудоконцентрирующие структуры. Каждый из этих типов структур имеет свои металлогенические особенности, поэтому подобный анализ важен не только в теоретическом, но и в металлогеническом отношении.

Зададим на множестве дистрибуций меру, т.е. рассмотрим количественную сторону вопроса. Для этого оценим распределение в пространстве массивов с разной максимальной частотой встречаемости

эквиполлентной дистрибуции. По этому признаку четко выделяется ядро мегасвода (значение 1-7 для Шахтаминского, Акатуевского и Пуринского массивов).

Рассмотрим также разбиение P петрографического алфавита G . Всего выделяются три типа разбиения: единичное (E), собственное (S) и несобственное (NS). На фиг. 71 выделено поле значений E . Ограничительная линия поля E проведена по принципу проведения изолиний, т.е. через середины расстояний между соседними точками. Кроме того, на схеме проведена осевая линия Кличкинско-Дарасунской сквозной структуры. Отчетливо видно, что все значения единичного разбиения находятся западнее осевой линии Кличкинско-Дарасунской структуры. Поэтому мы делаем вывод, что для разбиений E сквозная структура служит барьером. С формальных позиций это заключение правомочно, так как в участках (1), (2) и (3) нет ни одного массива.

Для каждого массива были исследованы T -дистрибутивные семейства пород. Породы, относящиеся к одному T -дистрибутивному семейству, E -эквивалентны. T -дистрибутивное семейство представляет множество изоморфных пород.

Схема размещения массивов, для которых

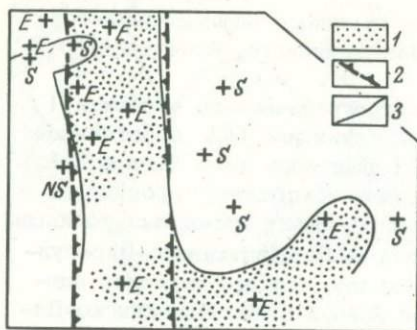
$$\mu(y) = E(y) \text{ и } \mu(y) \neq E(y),$$

аналогична схеме, на которой отражены разные типы разбиения петрографического алфавита G . Таким образом, анализ T -дистрибутивных семейств пород подтверждает барьерную роль Кличкинско-Дарасунской сквозной структуры. Иными словами, массивы с изоморфизмом пород отмечаются только восточнее осевой линии Кличкинско-Дарасунской структуры.

Сопоставим число T -дистрибутивных семейств пород в массивах. Для Акатуевского и Пуринского массивов оно соответственно 16 и 19, для остальных массивов колеблется от 0 до 4. Таким образом, по очень большим значениям числа T -дистрибутивных семейств пород выделяется ядро мегасвода Восточного Забайкалья.

На этом примере можно видеть, насколько резко процесс образования пород реагировал на формирование мегасвода. Шахтаминский и Акатуевский массивы по геолого-петрографическим данным относятся к одному комплексу, а Пуринский - к другому. Тем не менее по отношению E -эквивалентности близкие массивы оказались в разных классах, а разные массивы - в одном классе. Отношение E -эквивалентности указывает на существование мегасвода, невзирая на состав и формационную принадлежность пород массивов.

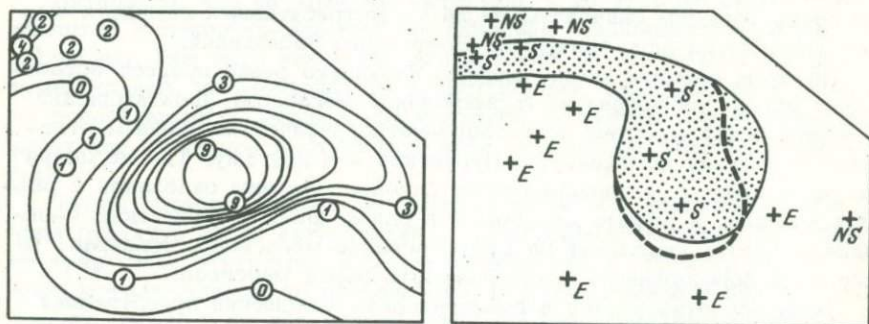
Бинарное отношение δ в геологическом отношении представляет структурный изоморфизм справа (правый структурный изоморфизм), т.е. в данном случае нас интересует только правая, более поздняя часть петрографического контекста. Правый изоморфизм приводит к единичному разбиению пород (E), собственному разбиению (S) и несобственному разбиению (NS). На фиг. 72 приведена схема распре-



Фиг.72. Схема распределения в пространстве разновидностей бинарного отношения δ 1 - зона с единичным разбиением по бинарному отношению δ 2 - границы меридиональной морфоструктуры; 3 - границы зоны с единичным разбиением по бинарному отношению δ

деления в пространстве разных типов бинарного отношения δ между минеральными ассоциациями. В результате по единичному разбиению E выявляется сложная структура. Ее западная половина представляет меридиональный фрагмент. По данным морфоструктурного анализа (Н.Т.Кочнева), здесь также выделяется меридиональная структура. Ниже существование этой структуры будет подтверждено при анализе графов пород. Восточная половина структуры - это обрамление мегасвода Восточного Забайкалья. Именно поэтому мы говорим, что бинарное отношение δ проявляет сложную структуру.

На фиг. 73 приведена схема ареалов распространения массивов с разным числом семейств пород в бинарном отношении δ (цифры в кружках - число семейств). По этим данным проявляется мегасвод Восточного Забайкалья. Однако в восточной части он деформирован в широтном направлении, т.е. в данном случае мы имеем дело со сложной структурой. Поэтому можно говорить, что в какой-то этап времени на процесс формирования мезозойских гранитоидов одновременно влияли две структуры - мегасвод и широтная структура.



Фиг.73. Схема ареалов распространения массивов с разным количеством семейств пород в бинарном отношении δ

Фиг.74. Схема распределения в пространстве типов разбиения λ

Мы провели два типа математического анализа мезозойского магматизма Восточного Забайкалья. По аналогии с терминологией математической лингвистики один из них можно назвать синтагматическим, а другой — парадигматическим. Синтагматический анализ касается лишь петрографического языка Φ и не затрагивает вопросов, связанных с разбиениями P петрографического алфавита Γ , т.е. мы рассматриваем языки $\{\Gamma, \Phi\}$. Парадигматический анализ учитывает разбиения P , т.е. морфологические особенности минеральных ассоциаций и пород (под морфологией понимается форма последовательностей событий). Следовательно, при парадигматическом анализе мы рассматривали языки $\{\Gamma, P, \Phi\}$.

При разбиении над Γ содержательным оказался в основном синтагматический анализ, конкретные результаты получены при исследовании явлений петрографического изоморфизма (дистрибуции). Парадигматический анализ содержательных результатов не дал, однако мы уделили ему значительное место. Это вызвано серьезным методическим интересом понятия "P-структура". При том смысле, который мы вложили в понятие "разбиение p ", результаты оказались в большинстве случаев тривиальными, но если провести специальное исследование каких-либо других значений P , то в будущем мы надеемся получить в этой области значительный геологический эффект. При разбиениях над T содержательным оказался как синтагматический, так и парадигматический анализ.

Полученные данные дают возможность выделить два принципиально новых для геологии момента. Первый из них касается геологического (в частности петрографического) изоморфизма, второй — сложных геотектонических структур. Используя формальные математические определения, мы расширили понятие "химический изоморфизм" до понятия "геологический изоморфизм", считая, что изоморфные геологические события взаимозаменяемы по отношению к определенной последовательности событий. Требование подобного изоморфизма чаще всего в геологии не выполняется. В химии и кристаллографии имеется понятие "изоморфизм", но нет никакого понятия, отражающего частичный (неполный) изоморфизм. Мы ввели такие понятия — эквиполлентная и дефектная дистрибуция. Оказалось, что объекты геологического исследования (в данном случае петрографического исследования) находятся в основном в отношении частичного изоморфизма. В общем так же обстоит дело с естественным языком, для которого характерна в основном эквиполлентная дистрибуция.

Значительный интерес представляет также определение еще одного нового понятия — "антиизоморфизм". Говоря о связи между объектами, можно выделять два крайних случая. Первый из них касается полной взаимозаменяемости (изоморфизма), второй — полного отсутствия взаимозаменяемости (антиизоморфизма). Отметим, что связанными являются не только изоморфные, но и антиизоморфные явления. Это важно, так как в геологии далеко не всегда учитывает-

ся, что взаимосвязаны не только всегда встречающиеся вместе события, но и всегда не встречающиеся вместе события. В теории вероятностей, например, к вопросам связи между объектами относятся только события второго типа. Отсюда можно сделать заключение, что антиизоморфизм указывает даже на более жесткую связь между событиями, чем изоморфизм. Интересно, что среди изученных массивов оказались такие, породы которых сложены исключительно антиизоморфными минеральными ассоциациями (Буторихинский, Северо-Сарбактуйский, Алдакачанский, Алиинский и Запорожский массивы).

Второй вопрос касается выделения сложных тектонических структур. На данном этапе развития геологических знаний тектонический анализ не элементаризирован, т.е. не выделены какие-либо тектонические единицы, позволяющие логическими методами строить сложные понятия. Используя методы математической логики, решить вопрос о взаимоотношениях простых и сложных структур вполне возможно.

В самом деле, пусть есть типы a и b элементарных тектонических структур. Характер их взаимоотношений в пространстве сопоставим с четырьмя диаграммами Венна:



Диаграмма (1) относится к случаю, когда структуры a и b не пересекаются в пространстве или являясь дополнительными. Этой диаграмме соответствует логическая формула:

$$a + b = (a \& \bar{b}) \vee (b \& \bar{a}).$$

Диаграмма (2) отражает случай частичного пересечения в пространстве структур a и b . Этой диаграмме соответствует формула:

$$a \vee b = (a \& \bar{b}) \vee (a \& b) \vee (b \& \bar{a}).$$

Диаграмма (3) соответствует пространственному включению a и b , т.е.:

$$a \vee b = (a \& \bar{b}) \vee (a \& b).$$

Диаграмма (4) соответствует полному пересечению a и b :

$$a \& b.$$

Из этого следует, что необходимо выделять простые и сложные тектонические структуры. К простым относятся какие-то структуры *a* и *b*, а остальные – сложные. Сложные структуры разделяются на три типа: дополнительные – диаграмма (1), дизъюнктивные – диаграммы (2), (3) и конъюнктивные – диаграмма (4). Для дополнительных сложных структур характерна полная разобшенность в пространстве элементарных структур, для математически дизъюнктивных структур – их частичная совмещенность в пространстве, для конъюнктивных структур – полная совмещенность в пространстве.

Обратимся к результатам математического анализа мезозойского магматизма Восточного Забайкалья. Получено подтверждение существования сквозных поперечных (Кличкинско-Дарасунская) и мегасводовых структур. Рассмотрим их как элементарные тектонические единицы *a* и *b*. Кроме того, установлены меридиональные (*c*) и широтные структуры (*d*).

При этих условных обозначениях на фиг. 72 изображена дополнительная сложная структура

$b + c$.

На фиг. 73 наблюдается мегасвод, деформированный в широтном направлении, т.е. эта структура является результатом конъюнкции широтного и мегасводового импульса. Следовательно, в данном случае зафиксирована конъюнктивная сложная структура

$b \& d$.

Структура подобного типа изображена на фиг. 75.

На фиг. 74 представлена еще одна дополнительная сложная структура типа

$b + d$.

Выделение сложных тектонических структур позволяет учитывать взаимное наложение разных тектонических процессов. Общеизвестен спор между сторонниками геосинклиальной схемы развития земной коры и сторонниками существования эпох активизации территорий. Выделение понятия "сложная структура" взаимоувязывает эти две тенденции в развитии тектоники. Так, например, широтно-меридиональная структурная сетка в Восточном Забайкалье существовала еще в допалеозойское время (геосинклиальный этап). В мезозое она подновлялась, в это же время формировались типоморфные структуры эпохи активизации, например своды. По этому, учитывая вновь созданные и подновленные структуры, можно не удивляться выделению сложных структур типа $b + c$ или $b + d$. Нам представляется, что именно по этому пути в дальнейшем будет развиваться тектонический анализ территорий.

Иными словами, должны быть выделены элементарные структуры, которые вместе образуют тектонический алфавит. Из элементарных единиц строятся структурные конфигурации, которые играют роль слов в языке. Множество подобных слов представляет тектонический язык.

ТЕОРЕТИКО-МНОЖЕСТВЕННЫЕ (И АЛГЕБРАИЧЕСКИЕ) МОДЕЛИ НА БАЗЕ НЕУПОРЯДОЧЕННЫХ МНОЖЕСТВ

Классификация пород по принципу алгебраического включения

При изучении моделей на базе аналитической лингвистики мы считали, что $pq \neq qp$, т.е. рассматривали упорядоченные множества. В этом разделе будут изучаться модели на неупорядоченных множествах, здесь мы будем полагать, что $pq = qp$.

По принципу алгебраического включения построены классификации в биологии. Так, например, род включает вид, вид включает семейство и т.д. Используя включение, можно построить иерархию некоторых петрографических понятий и объектов. Пусть имеется порода гранодиоритового состава $\{\pi, x, r, d, b, \gamma\}$, биотитизированный аплит $\{\gamma, d\}$ и аплит $\{\gamma\}$. Используя отношение включения, нетрудно построить иерархию этих понятий. Перечисленные множества находятся в следующих взаимоотношениях:

$$\{\pi, x, r, d, b, \gamma\} \supset \{\gamma, d\} \supset \{\gamma\}.$$

Поэтому можно считать, что гранодиорит является породой первого ранга, биотитизированный аплит – второго, аплит – третьего. В геологии вообще слабо развиты иерархические системы, поэтому интересно оценить, что может дать самая простейшая из них. Для этого нами составлена табл. 4, в которой приведены формулы (запись в виде множеств минеральных ассоциаций) 139 разновидностей пород некоторых мезозойских массивов Восточного Забайкалья. При записи формул пород как множеств минеральных ассоциаций использовались условные обозначения, приведенные на стр. 77.

В табл. 4 сохранен порядок пород, который соблюдался при их описании в геологической части работы. Здесь породы качественно определены с вещественной стороны с использованием 13 элементарных единиц – минеральных ассоциаций, которые вместе представляют множество U :

$$U = \{a, b, c, d, e, f, \Gamma, x, r, \pi, \gamma, S, a\}.$$

В этом множестве 12 полностью формализованных минеральных ассоциаций и одна (Γ) – не формализованная. В данном случае мы формализовали породы с точностью до одной минеральной ассоциации.

Для упрощения записи породы обозначим их порядковыми номерами, например $\{\pi, x\} = (1)$. Породы (1), (2) несводимы друг к другу, поэтому обращаемся к породе (3). Сравнивая породы (3) и (2), видим, что $(3) \supset (2)$, поэтому породу (2) вычеркиваем из списка. Порода (4) несводима к трем предыдущим породам, поэтому обращаемся к породе (5). Легко видеть, что $(5) \supset (4)$,

Таблица 4

Формулы плутонических пород ряда мезозойских массивов
Восточного Забайкалья

№ пп	Формула породы	№ пп	Формула породы
1	{ π, x }	40	{ Γ }
2	{ π, r }	41	{ $\Gamma, (a, x, d)$ }
3	{ π, r, b }	42	{ Γ, d }
4	{ Γ, d }	43	{ $\Gamma, (x, a, d), b$ }
5	{ Γ, d, c, x }	44	{ Γ, x, e }
6	{ Γ, d, c, x, b }	45	{ Γ, x, e, d }
7	{ d, γ }	46	{ Γ, x, e, d, γ }
8	{ Γ, d, γ }	47	{ Γ, x, b, d }
9	{ π, x }	48	{ S, e }
10	{ π, r }	49	{ Γ, γ }
11	{ $\pi, r, (b, x)$ }	50	{ Γ, d }
12	{ Γ, x, c, b }	51	{ Γ, b }
13	{ $(\Gamma, d, c, b), \gamma$ }	52	{ Γ, b, a }
14	{ Γ, x, c, b, γ }	53	{ $\Gamma, (d, b), (a, b)$ }
15	{ S, b }	54	{ Γ, e }
16	{ π, r }	55	{ Γ, d }
17	{ π, r, x }	56	{ Γ, f }
18	{ π, r, x, d }	57	{ Γ, e, γ }
19	{ π, r, x, d, b }	58	{ Γ, Γ, x }
20	{ π, r }	59	{ Γ, γ, d }
21	{ π, r, γ }	60	{ Γ, x, d }
22	{ Γ }	61	{ Γ, x, e }
23	{ Γ, d }	62	{ γ, d }
24	{ $\Gamma, (d, x)$ }	63	{ Γ, d, x, e }
25	{ Γ, d, γ }	64	{ Γ, d }
26	{ Γ }	65	{ Γ, γ }
27	{ Γ }	66	{ Γ, x, f, x }
28	{ $\Gamma, (d, a)$ }	67	{ $(c, e), a, d, c, e, \gamma, a$ }
29	{ $\Gamma, (d, a), (d, a)$ }	68	{ Γ, c, x, b, f, e }
30	{ Γ, Γ }	69	{ Γ, x, f }
31	{ $\Gamma, (c, b)$ }	70	{ Γ, x, γ }
32	{ $\Gamma, (a, b, c), a, \Gamma, (a, b, c)$ }	71	{ Γ, x, x, e }
33	{ $\Gamma, (a, b, c), a$ }	72	{ Γ, x, d, γ }
34	{ $\Gamma, (a, b, c), (a, d)$ }	73	{ Γ, e, x }
35	{ $\Gamma, x, (a, b, c), (a, d)$ }	74	{ Γ, f, x }
36	{ $\Gamma, x, (a, b, c), (a, d), \gamma$ }	75	{ Γ, b }
37	{ $\Gamma, x, (a, b, c), (a, d), \gamma$ }	76	{ Γ, b, f }
38	{ Γ, γ }	77	{ Γ, b, e, f }
39	{ Γ, Γ }	78	{ Γ, b, e, Γ }

Таблица 4 (окончание)

№ пп	Формула породы	№ пп	Формула породы
79	{Г, b, e, e}	110	{Г, d, e}
80	{Г, b, Г, Г}	111	{Г, x, e, d}
81	{Г, b, b, b}	112	{Г, f, γ}
82	{Г, b, e, e, γ}	113	{Г, d, x}
83	{Г, b, b, b, γ}	114	{Г, d, x, γ}
84	{Г, x}	115	{Г, d, x, γ, e}
85	{Г}	116	{Г, d, x, e, b}
86	{Г, d}	117	{Г, f}
87	{Г, x, d}	118	{Г, d, b, b}
88	{Г, γ, a}	119	{Г, γ}
89	{Г, γ}	120	{Г, d}
90	{γ, a, γ}	121	{Г, γ}
91	{π, x, d}	122	{Г, γ, d}
92	{Г, d, b, γ}	123	{Г, b}
93	{γ, a}	124	{Г, b}
94	{γ}	125	{Г, b, γ}
95	{Г, x, b}	126	{Г, b, e}
96	{Г, x, e}	127	{Г, b}
97	{Г, d, b, b, γ, a}	128	{Г, γ}
98	{Г, b, e}	129	{Г, γ}
99	{Г, x, f}	130	{Г, e}
100	{e, γ}	131	{Г, c, b}
101	{Г, e}	132	{Г, c, b, e}
102	{Г, x, γ}	133	{Г, c, b, γ}
103	{Г, x, f, x}	134	{Г, c, b, (γ, a)}
104	{Г, f, e}	135	{Г, γ}
105	{Г, e, γ}	136	{Г, x}
106	{Г, e, d}	137	{Г, x, b}
107	{Г, x, d, γ}	138	{Г, x, b, γ}
108	{Г, d, f, e}	139	{Г, x, b, γ, a}
109	{Г, x, b, d}		

Дополнительные условные обозначения: Г - гранит, сиенито-диорит, S - спессартит.

поэтому вычеркиваем из списка породу (4). Таким же образом, используя операцию включения, приводим таблицу к такому виду, когда оставшиеся породы уже не будут алгебраическими включениями друг в друге.

Среди исследованных пород оказалось 15 таких разновидностей:

{S, b}, {π, r, x, d, b}, {π, r, γ}, {Γ, x, a, b, c, d, γ}, {Γ, x, e, d, γ},
{S, e}, {a, c, d, e, γ, a}, {Γ, x, c, b, e, f}, {Γ, b, e, γ}, {Γ, b, d, γ, a},
{Γ, e, d, f}, {Γ, f, γ}, {Γ, x, b, d, e}, {Γ, c, b, γ, a}, {Γ, x, b, γ, a}.

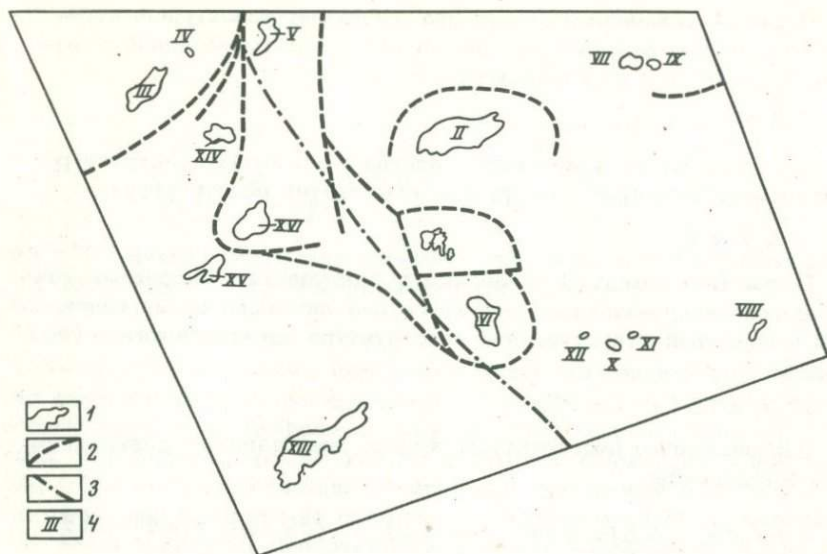
Мы составили схему распределения в пространстве выделенных типов пород. Для получения четкой картины на фиг. 76 вынесены только те барьеры, которые фиксируются тремя и более контурами ареалов распространения пород разных классов. В таком виде полученная структурная схема довольно легко поддается интерпретации. При движении с северо-запада на юго-восток обнаруживаем барьер северо-восточного простирания. Присутствие таких барьеров не удивительно, так как в основном структуры земной коры Восточного Забайкалья имеют северо-восточное простирание.

Далее выявились два четких меридиональных барьера, между которыми находятся Алинский и Курунзулаевский массивы. В этой зоне Н.Т.Кочевой, по геоморфологическим данным, была установлена меридиональная структура. Нами эта структура была определена по данным лингвистического анализа (см. выше). Никаких геологических подтверждений ее существования до сих пор не было известно, т.е. казалось, что она не имеет геологических "корней".

Меридиональная зона является линеamentом более крупной структуры, которая в общем имеет северо-западное простирание и совпадает с осевой линией Кличкинско-Дарасунской сквозной структуры (см. фиг. 1). В участке этой структуры между Курунзулаевским и Акатуевским массивами имеется северо-западный линеament, точно совпадающий с осевой линией сквозной структуры. Южнее выделяются две мелкие округлые структуры. В центральной части одной из них расположен Акатуевский массив, а другой — Пуринский массив. В структурном отношении зона формирования Акатуевского массива является сектором Верхне-Газимурского свода. Другой сектор этого свода — зона формирования Шахтаминского массива. Каждый из секторов свода представляет самостоятельную купольную структуру (фиг. 76). Так, например, к северу от Шахтаминского массива находится полукольцевой барьер, как бы обрамляющий массив.

В Восточном Забайкалье широтно-меридиональная сетка структур более древняя, чем северо-восточная — северо-западная. Кличкинско-Дарасунская сквозная структура имеет северо-западное простирание, однако, как видно из фиг. 76, при ее заложении участвовали и структуры широтно-меридионального плана (широтные элементы видны в участках, расположенных южнее Курунзулаевского и вокруг Акатуевского массивов).

Как и при лингвистических исследованиях, северо-западные (а), купольные (б), меридиональные (с) и широтные (д) структуры мы рассматриваем в качестве элементарных тектонических единиц.



Фиг.76. Структурные барьеры, выявляемые по трем и более контурам ареалов распространения пород разных классов

1 - массивы мезозойских плутонических пород; 2 - структурные барьеры; 3 - осевая линия Кличкинско-Дарасунской структуры; 4 - массивы: I - Акатуевский, II - Шахтаминский, III - Голготайский, IV - Буторихинский, V - Алиинский, VI - Пуринский, VII - Быстринский, VIII - Запокровский, IX - Лугиинский, X - Каргантуйский, XI - Боямшинский, XII - Далбыркейский, XIII - Цаган-Олуевский, XIV - Белухинский, XV - Алдакачанский, XVI - Курунзулаевский

Тогда графической моделью структуры, изображенной на фиг.76, будет следующая диаграмма Венна:



Действительно, в районе Алиинского массива существует меридиональный линеамент структуры без наложения поперечных и широтных структур, поэтому этот линеамент (подструктура) характеризуется формулой:

$$c \&1 a \&1 d.$$

В районе Дзалаевского массива наблюдается взаимное пересечение в пространстве меридиональной и северо-западной структур, т.е. имеется подструктура:

$$c \ \& \ a.$$

К югу от Курунзулаевского массива в пределах подструктуры расположен широтный барьер, т.е. существует подструктура:

$$c \ \& \ a \ \& \ d.$$

В участках между Дзалаевским и Акатуевским массивами отмечается северо-западная структура без линеаментов меридиональной и широтной структур. Эта подструктура характеризуется формулой

$$a \ \& \ !c \ \& \ !d.$$

Перечисленные подструктуры вместе представляют дизъюнкцию или объединение:

$$a \ \vee \ c \ \vee \ d = (c \ \& \ !a \ \& \ !d) \ \vee \ (c \ \& \ a) \ \vee \ (c \ \& \ a \ \& \ d) \ \vee \ (a \ \& \ !c \ \& \ !d).$$

Барьеры северо-западного простираения не продолжают в район расположения купольных структур b , поэтому в общем виде $a \ \vee \ c \ \vee \ d$ не пересекается с b , и искомая сложная структура характеризуется формулой:

$$(a \ \vee \ c \ \vee \ d) \ + \ b.$$

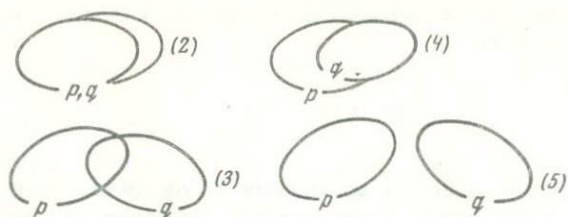
Теперь нетрудно проверить соответствие между приведенной диаграммой Венна и последней формулой.

В следующем разделе подобный анализ пространственных взаимоотношений между объектами используется для формализации тектурного анализа пород. Чтобы различать геотектонический и тектурный анализ пород, формулы последнего будем записывать не на языке математической логики, а на языке алгебры множеств.

Алгебраическая модель породы (формализация тектурного анализа породы)

При формализации тектурного анализа исходим из того, что каждая порода представляет множество минеральных ассоциаций (в каком-то частном случае число минеральных ассоциаций n может равняться единице), которое в данном случае рассматривается как неупорядоченное множество. Здесь порядок формирования минеральных ассоциаций не имеет значения.

При формализации тектурного анализа будем учитывать лишь пространственный аспект, т.е. характер взаимного расположения минеральных ассоциаций в пространстве. Пространственная диаграмма Венна будет представлять вариант карты расположения минеральных ассоциаций.



Фиг. 77. Диаграммы Венна вариантов пространственных взаимоотношений между двумя минеральными ассоциациями

На фиг. 77 приведены диаграммы Венна всех возможных вариантов пространственных взаимоотношений между двумя минеральными ассоциациями p, q . Диаграмма (2) является моделью того случая, когда обе минеральные ассоциации полностью совмещены в пространстве. Так как распределение минеральных ассоциаций в данном случае равномерно, то можно считать, что диаграмма (2) – модель массивной текстуры. Диаграмма (2) в алгебраическом отношении характеризуется в виде пересечения

$$p \cap q.$$

Если имеются не две, а несколько минеральных ассоциаций, то формула соответствующей разновидности массивной текстуры будет такова:

$$p \cap q \cap r \cap \dots \cap s = \bigcap_{p}^s \{p, q, \dots, s\}.$$

Диаграмму (3) алгебраически можно охарактеризовать формулой:

$$(p \cap \bar{q}) \cup (p \cap q) \cup (q \cap \bar{p}).$$

На диаграмме (4) (см. фиг. 77) выделяются поля $p \cap \bar{q}$ (p без q) и $p \cap q$, т.е. в общем виде диаграмма характеризуется формулой

$$(p \cap \bar{q}) \cup (p \cap q).$$

Поле $p \cap q$ указывает на то, что порода имеет массивную текстуру. Но на диаграммах (3) и (4) обособляются отдельные минеральные ассоциации, т.е. эти случаи являются вариантами моделей такситовой текстуры.

Согласно теоремам алгебры множеств:

$$(p \cap \bar{q}) \cup (p \cap q) \cup (q \cap \bar{p}) = p \cup q,$$

$$(p \cap \bar{q}) \cup (p \cap q) = p \cup q.$$

В этих равенствах выражение в правой части отражает сущность такситового текстурного вида, а в левой части – два конкретных типа такситовой текстуры. Таким образом, в общем такситовый

текстурный вид для n минеральных ассоциаций может быть охарактеризован формулой:

$$p \cup q \cup r \cup \dots \cup s = \bigcup_p^s \{p, q, \dots, s\}.$$

При сравнении формул для массивных и такситовых текстур видно, что породы с массивными текстурами представляют пространственное пересечение минеральных ассоциаций, а с такситовыми — пространственное объединение минеральных ассоциаций.

На диаграмме (5) выделяются поля p и q . От всех предыдущих диаграмм диаграмма (5) отличается отсутствием пересечения $p \cap q$. В данном случае мы имеем дело с объединением $p \cup q$ без $p \cap q$, или $(p \cup q) \cap (\overline{p \cap q}) = p + q$. Таким образом, выделяем следующий вид текстур:

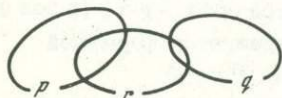
$$p + q + r + \dots + s = \sum_p^s (p, q, r, \dots, s).$$

К ним, например, относится полосчатая текстура (разные полосы индивидуальны и не пересекаются друг с другом).

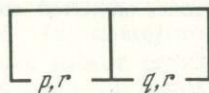
Кроме трех видов простых текстур (класс простых текстур), можно выделять сложные текстуры:

$$\begin{aligned} & \bigcup_p^v \{p, q, \dots, r, \sum_s^v (s, t, \dots, v)\}, \\ & \bigcap_p^v \{p, q, \dots, r, \sum_s^v (s, t, \dots, v)\}. \end{aligned}$$

При $n=3$ первый из этих видов характеризуется пространственной диаграммой Венна:



а второй — следующей пространственной диаграммой Венна:



В качестве примера приведем результаты изучения текстур Акагуевского массива. На фиг. 2 приведена микрофотография перекристаллизованного порфирита $\{n, x\}$. Минеральная ассоциация x не может существовать без n , поэтому в принципе невозможны обособле-

Таблица 5

Алгебраическая классификация текстур пород Акатуевского массива

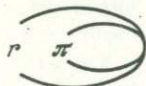
Класс текстур	Вид текстур	№ пп	Тип текстур
Простые текстур	Массивный	1	p
		2	$p \cap q$
		3	$p \cap q \cap r$
	Такситовый	4	$p \cup q$
		5	$p \cup q \cup r$
		6	$p \cup q \cup r \cup s$
		7	$p \cup q \cup r \cup s \cup t$
Сложные текстур *	8	$p \cup (q + r)$	
	9	$p \cup q \cup r \cup s \cup (t + v)$	
	10	$p \cap (q + r)$	

* Мы сочли возможным не давать соответствующим сложным видам специальные наименования.

ния x . Обособления π тоже не наблюдаются. Здесь полностью совмещаются в пространстве две минеральные ассоциации, и порода имеет массивную текстуру

$$\pi \cap x.$$

Несколько иначе оценивается текстура породы $\{\pi, r\}$ (см. фиг. 3). В данном случае вся порфириновая минеральная ассоциация ороговикована, т.е. $\pi \cap r$. Кроме того, в обособлениях роговика нет каких-либо реликтов порфирита. Текстурированной моделью породы служит пространственная диаграмма Венна



и формула $(r \cap \bar{\pi}) \cup (r \cap \pi) = \pi \cup r$.

Отсюда следует, что порода относится к такситовому текстурному виду. Макроскопически она массивна, поэтому в данном случае мы имеем дело с микротакситовой текстурой.

На фиг. 5 изображен сиенито-диорит с трещинным биотитом $\{\Gamma, d\}$. Текстура этой породы аналогична текстуре породы $\{\pi, r\}$, если вместо Γ рассматривать π , а вместо d рассматривать r .

Всего таким образом было изучено 85 пород. На основании полученного материала проведена алгебраическая классификация текстур пород Акатуевского массива (табл. 5) и выделены 10 типов текстур. Для пород массива наиболее характерна такситовая текстура 5. Проведя такую работу в более широком масштабе, можно осуществить текстурное картирование и, опираясь на строгие формулы, дать алгебраическую характеристику изучаемых площадей развития plutonic пород.

Алгебраическая модель геологической карты (элементы формализации геокартирования)

На фиг. 60 представлена модель геологической карты с пересекающимися геологическими границами. Использование принципа многоактности позволило провести картирование, опираясь на возраст не только последней по времени минеральной ассоциации, но всех минеральных ассоциаций, слагающих породу.

Абстрагируясь от неправильного, извилистого характера геологических границ, можно диаграммы на фиг. 60 представить как пространственные диаграммы Венна. Упростив все контуры полей и сведя их к контурам эллипсов (если это возможно), получим модель геологической карты в виде пространственной диаграммы Венна (фиг. 78). На основании такой геометрической модели можно создать алгебраическую модель, т.е. аналитически записать диаграмму. На диаграмме выделены три не пересекающихся между собой поля (1, 5, 11). Вместе они представляют сумму

$$A_1 + A_2 + A_3.$$

В поле $A_1 + A_2 + A_3$ проведен эллипс $B + b$ (минеральные ассоциации B, b тоже не пересекаются в пространстве).

Эллипс $B + b$ расположен так, чтобы обязательно были пересечения $A_1 \cap B, A_1 \cap b, A_2 \cap B, A_2 \cap b, A_3 \cap b$. При появлении множества $B + b$ в поле $A_1 + A_2 + A_3$ мы имеем объединение

$$(A_1 + A_2 + A_3) \cup (B + b).$$

При появлении минеральной ассоциации C схема геологической карты усложняется до следующей формулы:

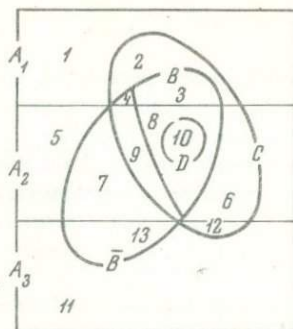
$$(A_1 + A_2 + A_3) \cup (B + b) \cup C.$$

Кроме того, есть еще минеральная ассоциация D . В общем модели геологической карты отвечают формула:

$$(A_1 + A_2 + A_3) \cup (B + b) \cup C \cup D.$$

Расположение поля D обусловлено расположением типов полей на фиг. 60. Так, например, среди выделенных 13 полей минеральная ассоциация D имеется только в виде пересечения с A_2, B, C, D_3 (поле 10). Соответствующий эллипс D можно провести только в поле A_2 .

Фиг. 78. Пространственная диаграмма Венна, являющаяся моделью геологической карты



Таким образом, получив модель геологической карты в виде диаграммы Венна, мы сопоставили ей алгебраическую формулу. Эту формулу можно представить в более полном виде как объединение (\cup) имеющихся 13 пространственных пересечений минеральных ассоциаций:

$$\cup \{A_1, A_1 \cap C, A_1 \cap B \cap C, A_1 \cap b \cap C, A_2, A_2 \cap C, A_2 \cap b, A_2 \cap B \cap C, A_2 \cap b \cap C, A_2 \cap B \cap C \cap D, A_3 \cap C, A_3 \cap b\}.$$

Последняя формула полностью описывает диаграмму Венна на фиг. 78, т.е. модель геологической карты на фиг. 60. Диаграммы Венна и их алгебраические эквиваленты для разных рудных полей или разных участков дают возможность для их сравнения. Когда алгебраический вариант анализа материала сложен, можно ограничиться только составлением и сравнением диаграмм Венна.

МОДЕЛИ ПОРОД В ВИДЕ ГРАФА

Методика построения модели

В качестве примера изучения пород на графе, приведем структурное описание биотит-пироксенового монцитита (обр. 108/2) Акатуевского массива. Остальные данные, касающиеся пород Акатуевского массива, приведены в табл. 6 (Акатуевский массив выбран в качестве объекта структурного изучения пород благодаря крайнему разнообразию слагающих его пород).

Изучаемый монцитит состоит из калишпата (b), плагиоклаза (c), биотита (d) и пироксена (f). Сопоставим минералам вершины графа, т.е. граф породы будет содержать следующие вершины:

$$\begin{array}{cc} b & f \\ c & d \end{array} \quad (1)$$

В породе отмечаются бластические сростки зерен калишпата. При бластических взаимоотношениях между зернами обычно наблюдаются

Таблица 6

Графы некоторых пород Акатуевского массива и фактический материал, с использованием которого они построены

- I — название породы;
 II — граф породы, построенный с использованием принципа структурной равновесности (неравновесности);
 III — фактический материал (номера ребер графа соответствуют номерам наблюдений)

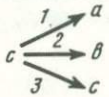
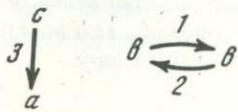

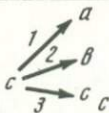
№ обр.	Характеристика породы	
87/9	I	Аплит со скиахристаллами плагиоклаза
	II	
	III	1,2,3, — коррозия зерен плагиоклаза с краев агрегатом зерен аплита
88/3	I	Порода гранитного состава
	II	
	III	1,2 — бластические взаимоотношения между двумя зернами калишпата; 3 — инъекции по двойниковым швам плагиоклаза
88/4	I	Сиенит
	II	
	III	1 — замещение вплоть до полного уничтожения плагиоклаза. Иногда отмечаются реликты плагиоклаза в калишпате с сохранившейся ориентировкой двойников
88/6	I	Порода гранитного состава
	II	

Таблица 6 (продолжение)


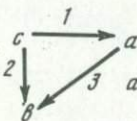
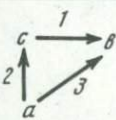
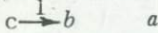
№ обр.	Характеристика породы	
88/6	III	1,2,3 - коррозия зерен плагиоклаза с краев
	I	Порода гранитного состава
88/7	II	
	III	1 - агрегатные кристаллы
	I	Гранит
88/11	II	
	III	1 - цепочечный рост зерен кварца по швам двойников; 2 - замещение; 3 - тонкие просечки кварца по спайности
	I	Аляскитовый гранит
88/12	II	
	III	1 - грануляция плагиоклаза как промежуточная стадия возникновения гранулированного агрегатного кристалла, вдоль швов гранул проникает калишпат и замещает плагиоклаз, также отмечается замещение калишпатом плагиоклаза с краев, причем в калишпате остаются тени гранул плагиоклаза; 2 - инъекции; 3 - прорастание скелетным кристаллом
	I	Аляскитовый гранит
96/9	II	
	III	1 - калишпатизация зерен плагиоклаза с краев вплоть до полного их уничтожения. В центре зерен калишпата отмечаются реликты двойникового строения плагиоклаза

Таблица 6 (продолжение)

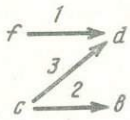
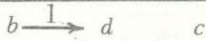
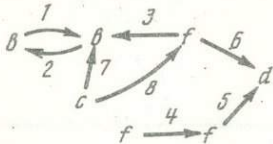
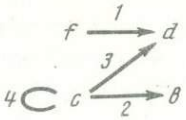
№ обр.	Характеристика породы	
98/5	I Биотит-пироксеновый сиенит	
	II 	
	III 1 - псевдоморфозы, замещение с краев; 2 - калишпатизация с краев с уничтожением двойникового строения; 3 - развитие по двойниковому шву	
108/1	I Пироксен-плаггиоклаз-биотитовая порода	
	II 	
	III 1 - прямые пересечения одних зерен другими, а также тонкая площадная биотитизация зерен	
108/2	I Биотит-пироксеновый монцонит	
	II 	
	III 1,2 - бластические агрегаты зерен; 3 - пойкилитовые включения пироксена в калишпате; 4 - агрегатные кристаллы пироксена (крупные зерна); 5 - развитие по швам агрегатных кристаллов; 6 - четкая проработка контактов зерен (мелкие зерна пироксена); 7 - почти полное замещение; 8 - агрегат мелких зерен пироксена вместе с калишпатом корродирует плаггиоклаз	
108/3	I Порода монцонитового состава	
	II 	

Таблица 6 (продолжение)

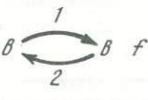
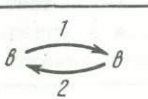
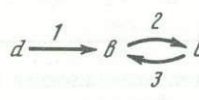
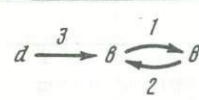
№ обр.	Характеристика породы	
108/3	III	1 - зерна магнетита с "коронами" биотита расположены цепочками в зернах пироксена, развитие биотита по трещинам отдельности в пироксене; 2 - замещение; 3 - развитие вдоль двойниковых швов
	I	Пироксеновый сиенит
108/4	II	
	III	1,2 - бластические агрегаты калишпата
	I	Пироксеновый сиенит
108/6	II	
	III	См. 108/4
	I	Порода биотит-пироксен-калишпатового состава с торцовой структурой и реликтами трещинного биотита
108/12	II	
	III	1 - инъекции по трещинам спайности; 2,3 - бластические агрегаты зерен калишпата
	I	Биотитовый сиенит
108/14	II	
	III	1,2 - бластические агрегаты зерен калишпата; 3 - резкая коррозия с динамометаморфизмом

Таблица 6 (продолжение)

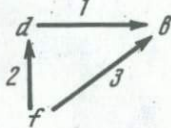
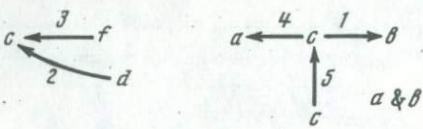
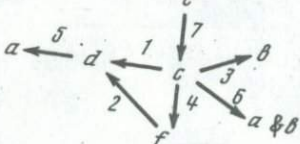
№ обр.	Характеристика породы
	I Пироксен-биотитовый сиенит
110/2	II 
	III 1 - разъедание вплоть до полного уничтожения; 2 - биотитизация вдоль контуров агрегатного кристалла; 3 - перекристаллизация с краев с возникновением кружевных контактов, резкое помутнение и разложение в краевых частях с образованием недиагностируемого агрегата
	I Гранодиорит
111/1	II 
	III 1 - площадная калишпатизация и развитие вдоль швов индивидов агрегатных кристаллов; 2 - развитие по системе трещин; 3 - замещение пироксена с краев вплоть до полного его уничтожения; 4 - развитие вдоль швов индивидов; 5 - агрегатные кристаллы
	I Гранодиорит
111/3	II 

Таблица 6 (продолжение)

№ обр.	Характеристика породы	
111/3	III	1 - прямые пересечения зерен и включения плагиоклаза в биотите; 2 - инъекции по трещинам отдельности; 3 - замещение с краев вплоть до полного уничтожения зерен; 4 - углубления в зоны двойниковых швов; 5 - поперечные пересечения зерен биотита и развитие вдоль трещин спайности; 6 - замещение с краев; 7 - агрегатные кристаллы
I Гранодиорит		
111/4	II	
III 1 - развитие вдоль швов гранул (гранулированные зерна пироксена); 2 - грануляция пироксена; 3 - замещение, блоковые антипертиты; 4 - замещение с краев; 5 - развитие вдоль швов гранул; 6 - пересечения, цементация; 7 - агрегатные кристаллы; 8 - замещение с углублениями вдоль трещин спайности; 9 - замещение с краев с возникновением почти полных псевдоморфоз		
I Калишпат-пироксен-биотитовый роговик		
115/1	II	
III 1 - агрегатные кристаллы плагиоклаза; 2 - почти полная калишпатизация агрегатных кристаллов; 3 - реликтовый трещинный биотит в калишпатовых агрегатах, дезинтеграция и перекристаллизация зерен; 4 - агрегатные кристаллы корродируются с краев калишпатом и пироксеном; 5 - коррозия с краев		

Таблица 6 (продолжение)

№ обр.	Характеристика породы	
115/5	I	Порода монцонитового состава
	II	
	III	1 - калишпатизация с краев с возникновением ажурных контактов; 2 - агрегатные кристаллы
117/1'	I	Сиенито-диорит
	II	
	III	1 - цементация гранул; 2 - замещение вплоть до полного уничтожения зерен
117/2	I	Сиенито-диорит
	II	
	III	1 - развитие калишпата по плагиоклазу по типу блоковых антипертитов, замещение с краев вплоть до полного уничтожения зерен; 2 - ситовидная пробивка; 3 - агрегатные кристаллы; 4 - ситовидная пробивка; 5 - замещение
117/5	I	Порода монцонитового состава
	II	
	III	1 - пересечение по трещинам (трещинный биотит), пойкилитовые включения, ответвления от зерен трещинного характера по системам отдельности зерен пироксена; 2,3 - крупные зерна пироксена разрезаются роговиковым агрегатом калишпат-пироксенового состава. Кроме того, пироксен гранулируется с уменьшением размера зерен (разновидность агрегатных кристаллов)

Таблица 6 (продолжение)

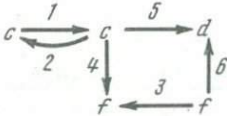
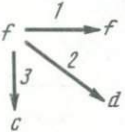
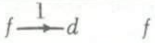
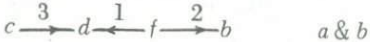
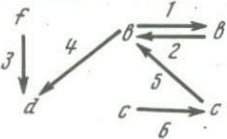
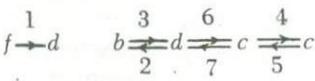
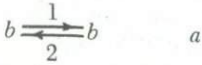
№ обр.	Характеристика породы
117/6	I Ороговикованный порфирит
	II 
	III 1,2 - агрегатные кристаллы с бластическими взаимоотношениями между индивидами; 3 - мелкозернистый пироксен роговикового характера замещает реликтовые вкрапленники пироксена; 4 - роговиковый пироксен развивается в зернах плагиоклаза по типу ситовидного кварца; 5 - пересечения зерен; 6 - биотитизация с краев
117/7	I Биотит-пироксен-плагиоклазовый роговик с реликтовой порфировой структурой
	II 
	III 1,2,3 - коррозия с краев вплоть до полной дезинтеграции зерен
117/8	I Биотит-пироксеновый роговик
	II 
	III 1 - развитие биотита по швам индивидов гломорокристаллов
117/9	I Частично ороговикованный монцонит
	II 
	III 1 - биотит прорастает гранулированный к этому времени пироксен; 2 - калишпат прорастает гранулированный к этому времени пироксен; 3 - развитие по системе трещиноватости

Таблица 6 (продолжение)

№ обр.	Характеристика породы	
	I	Роговик
117/10	II	$f \quad c \quad b \quad d$
	I	Порода монцонитового состава
117/11	II	$d \xrightarrow{1} b \xrightarrow{2} f \quad b \quad b \& c$
	III	1,2 - зерна калишпата пойкилитически включают все предшествующие минералы
	I	Порода монцонитового состава
117/12	II	$b \quad f \quad b \& c$
	I	Гранодиорит
118/1	II	
	III	1 - тонкие инъекции по трещинам; 2 - замещение с краев и формирование новых идиоморфных зерен; 3 - агрегатные кристаллы; 4 - коррозия с краев; 5 - тонкие инъекции по спайности в краевых частях зерен
118/3	I	?
	II	
	III	1,2 - шахматный альбит, пойкилитически включающий остальные породообразующие минералы; 3 - развитие по трещинам отдельности
118/4	I	Сиенито-диорит
	II	

Таблица 6 (окончание)

№ обр.	Характеристика породы	
118/4	III	1 - замещение и формирование новых идиоморфных зерен; 2 - пойкилитовые включения; 3 - агрегатные кристаллы; 4 - блоковые антипертиты; 5 - развитие по швам агрегатных кристаллов; 6 - пробивка по концентрической зоне, равноотстоящей от центра; 7 - инъекции по трещинам спайности
	I	Сиенито-диорит
119/1	II	
	III	1,2 - бластические взаимоотношения; 3 - развитие по периферии зерна в виде сплошной каймы; 4 - тонкая проработка контактов; 5 - замещение с краев; 6 - агрегатные кристаллы
	I	Сиенито-диорит
	II	
119/2	III	1 - развитие по трещинам отдельности; 2-7 - бластические взаимоотношения
	I	Кварц-калишпатовая порода
120/1	II	
	III	1,2 - бластические взаимоотношения
	I	?
120/4	II	f e d b

контакты типа сутурных швов, т.е. взаимные инъекции контактирующих минералов. В графе (обозначим его G_g) породы должны быть две вершины b . Существование взаимопроникновений зерен калишпата обозначим введением противоположно направленных дуг 1 и 2. С учетом полученных наблюдений граф (1) превратится в граф:



При изучении взаимоотношений между зернами калишпата и пироксена обнаружены включения пойкилитового типа пироксена в калишпате. Поэтому дуга 3 в графе G_g направлена от вершины f к вершине b . В результате получаем новую модификацию графа:



Кроме того, обнаружены агрегатные кристаллы пироксена. Наличие агрегатных кристаллов интерпретируется нами как процесс перекристаллизации зерен пироксена, поэтому можно считать, что в породе имеются два типа зерен пироксена (им соответствуют две вершины f графа G_g и связывающая их дуга 4). По швам агрегатных кристаллов пироксена развивается биотит пленочного типа, следовательно, этот биотит формировался после перекристаллизации пироксена (дуга 5 в графе G_g). Кроме крупных зерен пироксена (агрегатные кристаллы), в породе имеются мелкие кристаллы пироксена, включенные в бластические агрегаты калишпата. В зонах скопления таких кристаллов обнаруживается четкая проработка контактов зерен биотита (дуга 6). В шлифах наблюдается замещение с краев плагиоклаза калишпатом с уничтожением двойникового строения первого. Нередко зерна плагиоклаза почти нацело уничтожаются и возникают зерна калишпата с мелкими включениями плагиоклаза (дуга 7). Агрегат мелких зерен пироксена корродирует плагиоклаз, поэтому в графе G_g появляется дуга 8.

Внеся новые дуги в граф (3), получим граф:



Таким образом, мы систематизировали наши структурные наблюдения, построив граф G_g .

В результате приведения графа G_g получим граф G_m , в котором нет двух одинаковых вершин:



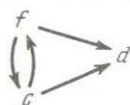
Граф G_m есть строго определяемая математическая система, которую можно представить в виде различных матриц.

Используя граф G_m , можно легко пояснить понятия "структурная равновесность" и "неравновесность" породы. Порода называется структурно равновесной, если зерна породообразующих минералов сосуществуют, но структурно не взаимодействуют. В графе структурно равновесной породы будут лишь изолированные вершины. Так, например, структурно равновесный аплит характеризуется следующим графом:



Такой граф в теории графов называется нуль-графом или пустым графом.

В структурно неравновесной породе, наоборот, все породообразующие минералы структурно взаимодействуют между собой. Граф структурно неравновесной породы, состоящей из пироксена, плагиоклаза и биотита, может иметь следующий вид:



В теории графов такие графы называются полными. Все остальные разновидности пород занимают промежуточное положение. Ниже мы покажем, как можно числом охарактеризовать степень структурной равновесности пород.

Методика изучения математических свойств пород и некоторые новые принципы их классификации

Используя приведенный пример (обр. 108/2, Акатуевский массив), мы изложим некоторые новые принципы классификации плутонических пород и методику изучения их математических свойств. Они объединяются для удобства изложения материала и во избежание повторений.

Приведем полное математическое описание обр. 108/2, используя модель в виде графа G_m (обр. 108/2 сопоставляется граф G_m). Некоторые свойства графов приведены в табл. 7. Большинство характеристик, приведенных в ней, заимствованы из теории графов. Характеристики, номера которых помечены звездочкой, предложены нами.

Таблица 7

Определения некоторых разновидностей графов на интуитивном уровне

№ пп	Термин или числовая характеристика	Интуитивное определение	Пример	Геологическая интерпретация математической характеристики
1	Нуль-граф	Все вершины графа изолированные (нет ни одного ребра)	$a \quad b \quad c$	Структурно равновесная порода на 100%
2	Униграф	Пары вершин соединяются не более чем одним ребром. В графе имеется по крайней мере одно ребро		См. п. 3
3	Мультиграф	Хотя бы одна пара вершин соединяются более чем одним ребром		В графе появляется несколько ребер, связывающих две вершины, если один из минералов развивался неоднократно, как это показано в графе $G_g: b \rightarrow c \rightarrow b$. Граф L_m в данном случае выглядит следующим образом: $b \rightleftarrows c$
4	Плотный граф	Все пары вершин соединяются хотя бы одним ребром		Структурно неравновесная порода на 100%
5	Неплотный граф	Граф, не являющийся плотным		Порода, промежуточного характера между полностью структурно равновесной и структурно неравновесной
6	Скелет графа	Схема (граф), показывающая, какие вершины смежны (соединяются ребрами)	Схема графа в п. 3 	Схема структурного неравновесия породы. В данном случае не принимается во внимание пульсационность, количество генераций минерала и относительные возрастные соотношения минералов
7	Симметрический граф	Каждой дуге можно сопоставить противоположно направленную дугу		Отражает в формальном отношении структурную симметрию породы. В структурно симметрической породе каждая пара минералов характеризуется взаимно обратными соотношениями
8	Антисимметрический граф	Граф, не являющийся симметрическим		То же
9	Связанный граф	Нет ни одной изолированной вершины, не соединяющейся хотя бы с одной из других хотя бы одним ребром		Нет ни одного минерала, который структурно не реагировал бы с другими минералами
10	Несвязанный граф	Граф, не являющийся связанным		То же
11	Подграф	Часть графа, сохраняются ребра, если сохранены вершины	Некоторые подграфы графа п. 10 $a \rightarrow b$ $b \quad c$ $a \quad c$	Часть породы вместе с ее структурными связями

Таблица 7 (продолжение)


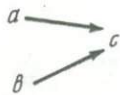
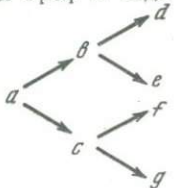

№ пп	Термин или числовая характеристика	Интуитивное определение	Пример	Геологическая интерпретация математической характеристики
12	Блоковый граф	Граф, который превращается в несколько изолированных подграфов, если удалить какую-нибудь вершину. Эта вершина называется точкой сочленения	Граф п.9 блоковый, так как вершина b является точкой сочленения	Геологического эквивалента понятию пока не существует
13	Безблоковый граф	Граф без точек сочленения (см.п.12)		То же
14	k -сплетенный граф	Число k определяется количеством путей, которыми можно пройти из одной вершины в другую без повторяющихся ребер и вершин	Граф п.4 2-сплетенный (в любую вершину из другой можно пройти двумя путями)	Число k определяет степень структурной "вязкости" породы или ее структурной "сплетенности"
15	Ориентированный граф (орграф)	Граф, все ребра которого ориентированы (являются дугами)	Граф п.13	При изучении структурной неравновесности (при данной аксиоматике) все породы являются орпорадами, ибо не фиксируется одновременность формирования минералов, что можно изображать звеном графа
16	Неориентированный граф (неорграф)	Граф, все ребра которого не ориентированы (являются звеньями)	Граф п.6	См.п.6
17	Ориентированное дерево (ордерево)	Граф, для которого выполняются соотношения: $\lambda(G) = 0$; $\kappa(G) = 1$. Число цикличности $\lambda(G)$ определяется по формуле: $\lambda(G) = m(G) - n(G) + \kappa(G)$, где $m(G)$ - число ребер в графе, $n(G)$ - число вершин в графе, $\kappa(G)$ - число "изолированных" подграфов. Например, для графа п.13 $\kappa(G) = 2$, а для графа п.9 $\kappa(G) = 1$		Граф в виде дерева служит моделью геологических процессов, которые по форме аналогичны ядерному расщеплению (расщепляющиеся процессы) или ядерному синтезу (сливающиеся процессы). Для первых характерен граф в виде следующего дерева: 
18	Транзитивный граф	Если вершины a, b соединяются ребром и b, c тоже соединяются ребром, то a, c тоже должны соединяться ребром. Этим свойством должны обладать все тройки вершин		Для вторых - в этом графе следует переменить на обратную ориентировку стрелок Более поздний минерал обязательно структурно взаимодействует с предшествующим через один (в возрастной последовательности) минералом. Свойство структурной транзитивности (как и большинство характеристик этой таблицы) до сих пор ни в каком виде не изучалось в геологии

Таблица 7 (продолжение)

№ пп	Термин или числовая характеристика	Интуитивное определение	Пример	Геологическая интерпретация математической характеристики
19	Нетранзитивный граф	Граф, не являющийся транзитивным	$a \rightarrow b \rightarrow c$	То же
20	Однородный граф	Каждую вершину графа можно охарактеризовать вектором-функцией: $I(G) = \{s^+(x_i), s^-(x_i), s^{\sim}(x_i), s^{\circ}(x_i)\}$, где $s^+(x_i)$ - число исходящих дуг из вершины x_i ; $s^-(x_i)$ - число заходящих дуг в вершину x_i ; $s^{\sim}(x_i)$ - число дуг при вершине x_i ; $s^{\circ}(x_i)$ - число петель при вершине x_i . В однородном графе все векторы-функции должны быть одинаковы		Определяет однородность структуры породы с формальной стороны (эквивалент физической однородности)
21	Неоднородный граф	Граф, не являющийся однородным		То же
22	Равновесный граф	Граф, у которого для всех вершин $s^+(x_i) = s^-(x_i)$ (см.п.20), т.е. для всех вершин число исходящих вершин равно числу заходящих	Граф п.20	Определяет структурную равновесность породы с формальной стороны (аналог физико-химического равновесия для структуры)
23	Неравновесный граф	Граф, не являющийся равновесным	Граф п.22	То же
24	Рефлексивный граф*	Граф, при каждой вершине которого есть хотя бы одна петля		Каждый минерал породы формировался по крайней мере дважды, причем импульсы формирования шли один за другим (без "вклинивания" в структурную цепочку другого минерала)
25	Нерефлексивный граф*	Граф, у которого не при каждой вершине есть петля		То же
26	Эквиграф*	Граф, являющийся рефлексивным, симметричным и транзитивным	Граф п.24	См.п.18,24
27	Квазибисвязный граф	Пусть нам разрешено "двигаться" по орграфу только так, как показывают стрелки (вдоль направления дуг). Граф является квазибисвязным, если вершины достижимы друг из друга	Граф п.24,25	Геологического эквивалента характеристики подобрать не удалось

Таблица 7 (продолжение)

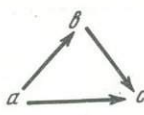
№ пп	Термин или числовая характеристика	Интуитивное определение	Пример	Геологическая интерпретация математической характеристики
28	Плоский граф	Граф можно нарисовать на плоскости так, чтобы ребра не пересекали друг друга		В этом смысле можно говорить о плоских и объемных структурах пород, если структуру породы представить как систему из шариков и проволок в кристаллохимических моделях
29	Неплоский граф	Граф, не являющийся плоским		То же
30	Число, отражающее степень сложности графа *	$a(G) = \frac{m(G)}{n(G)}$ (отношение числа ребер к числу вершин)	Для графа п.28 $a(G) = 1,0$	Степень структурной сложности породы, отражающаяся числом
31	Радиус графа $r(G)$	Числа, определяющиеся по метрике графа	Для графа п.28 $r(G) = 1$	Радиус и диаметр отражают степень структурной компактности породы
32	Диаметр графа $d(G)$		Для графа п.28 $d(G) = 1$	
33	Цикломатическое число $\lambda(G)$	См. п.17	Для графа п.28 $\lambda(G) = 1$	Число замкнутых структурных циклов в породе
34	$\delta(G)$	Число вершин минимальной опоры графа. Последняя представляет подграф, у которого любое ребро графа имеет одним своим "концом" вершину в минимальной опоре	Для графа п.28 $\delta(G) = 2$	Понятие минимальной опоры близко к понятию "главная часть" породы (в структурном отношении). Число $\delta(G)$ показывает число минералов главной части породы
35	Число компонент $\kappa(G)$	См. п.17	Для графа п.28 $\kappa(G) = 1$	Число частей пород, каждая из которых структурно неравновесна, а между собой они структурно равновесны (число структурно изолированных частей пород - подпород)
36	Число однородности * $e(G)$	Отношение числа вершин, для которых векторы-функции (см.п.20) совпадают, к общему числу вершин	Для графа п.28 $e(G) = 0$	Формальная характеристика структурной однородности породы, выраженная числом (см.п.20)
37	Число равновесности * $h(G)$	Отношение числа вершин, для которых $s^+(x_i) = s^-(x_i)$ (см.п.22), к общему числу вершин	Для графа п.28 $h(G) = \frac{1}{3}$	Структурная равновесность породы, выраженная числом (см.п.22)

Таблица 7 (окончание)

№ пп	Термин или числовая характеристика	Интуитивное определение	Пример	Геологическая интерпретация математической характеристики
38	$t(G)$	Число плоскостей, в которых можно нарисовать граф так, чтобы ребра не пересекались между собой (см. п. 28, 29)	Для графа п. 28 $t(G) = 1$	См. п. 28
39	Хроматическое число $\gamma(G)$	А. А. Зыков (1969)	Для графа п. 28 $\gamma(G) = 3$	Геологический эквивалент подобрать не удалось
40	Плотность графа $\phi(G)$	А. А. Зыков (1969)	Для графа п. 28 $\phi(G) = 3$	Характеристика математической плотности структуры (своеобразное отображение структурной компактности породы)
41	Неплотность графа $\epsilon(G)$	А. А. Зыков (1969)	Для графа п. 28 $\epsilon(G) = 0$	

Всего в табл. 7 приведено 43 параметра. Каждый из них представляет классификационный принцип, а вместе они определяют математические свойства графа. Граф является моделью породы в структурном отношении. Поэтому структурную равновесность (неравновесность) породы можно описать математическими средствами. При этом перенесем понятийную базу теории графов на породу и введем в название пород приставки и дополнения, представляющие математические термины. Так, например, если моделью породы является нуль-граф (см. табл. 7, п.1), то породу мы будем называть нуль-породой. В тех случаях, когда математический смысл термина можно спутать с геологическим, будем добавлять "математический". Например, моделью породы может служить плотный граф (см. табл. 7, п.4), но слово "плотный" обычно употребляется при описании физических свойств породы, поэтому в данном случае мы будем говорить о математической плотности породы.

Используя определения, приведенные в табл.7, мы составили табл.8, в которой приведены математические характеристики породы (обр.108/2). В этой таблице есть параметры, которые функционируют по принципу "да-нет", они разбивают все множество пород на два класса. Например, порода может быть или математически плотной, или математически неплотной. Есть также параметры, позволяющие делить множество пород на три класса (нуль-породы, унипороды, мультипороды) или расчленять множество пород на бесконечное число классов. К последним относится большинство числовых характеристик пород.

Использование методики на примере картирования Акатуевского массива

Математические параметры пород представляют абстрактные свойства пород. Поэтому их можно картировать, так же как цвет, пористость, зернистость, петрографический тип породы и др. В данном разделе математические параметры используются для картирования ареалов распространения разных типов пород и для оценки степени распространенности разных математических типов пород. В принципе их можно также использовать для сравнения пород разных комплексов, формаций и различных петрографических провинций.

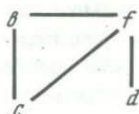
Акатуевский массив в основном сложен унипородами (~62%), в меньшей степени развиты мультипороды (30%) и незначительно - нуль-породы (8%). Так как унипороды создают общий фон, оценим характер распределения в пространстве нуль-пород и мультипород. Нуль-породы распространены в контактах Акатуевского массива, а мультипороды - в пределах двух участков в северо-восточной части массива. Восточный участок распространения мультипород приурочен к зоне основного скопления роговиков, а северный повторяет контуры кольцевой зоны распространения реликтовых роговиков; в основном мультипороды расположены в зонах развития роговиков. Среди трех других участков, где зафиксированы

Таблица 8

Математическая характеристика породы (обр. 108/2) Акатуевского массива

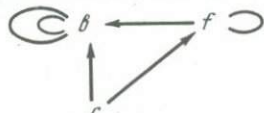
Определение	Основание
Мультипорода	В графе G_m имеются пары вершин, соединяемые несколькими ребрами (5,6), и вершины с несколькими петлями (1,2)
Математически неплотная	Имеются пары вершин, не смежные между собой (c, d; b, d)

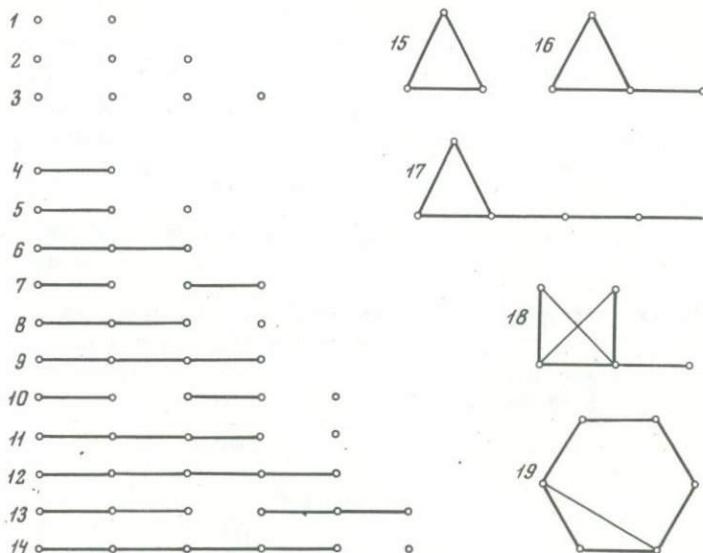
Скелет породы представляет:



Антисимметрическая	Ни одной дуге нельзя сопоставить противоположно направленную дугу
Связная	Нет ни одной изолированной вершины (структурно изолированного минерала)
Математически блоковая	Вершина f является точкой сочленения
1-сплетенная	$k = 1$
Орпорода (математически ориентированная порода)	При данной аксиоматике в графе могут быть только дуги, поэтому все породы являются орпородами
Не относится к типу математических деревьев	$\lambda(G) = m(G) - n(G) + \kappa(G) = 5;$ $\kappa(G) = 1$
Нетранзитивная	Например, нет "замыкающего" ребра, соединяющего вершины c и d
Математически неоднородна	Все векторы-функции различны: $\bar{I}(b) = \{0, 2, 0, 2\},$ $\bar{I}(f) = \{3, 1, 0, 1\},$ $\bar{I}(c) = \{2, 0, 0, 0\},$ $\bar{I}(d) = \{0, 2, 0, 0\}.$
Математически неравновесна	См. векторы-функции в табл. 7, п. 11

Таблица 8 (окончание)

Определение	Основание
Нерефлексивна	При вершинах c, d нет петель
Не является эквипородой	См. п.10, 13
Не является квазибисвязной	Например, вершина c недостижима ни из одной другой вершины
Математически плоская	Граф можно нарисовать на плоскости без пересечения ребер
$\alpha(G) = 2$	$\alpha(G) = \frac{m(G)}{n(G)}$
$r(G) = 1$	<p>Метрика:</p> $\rho(x_i, x_j) = \begin{vmatrix} 0 & 1 & 1 & 2 \\ 1 & 0 & 1 & 1 \\ 1 & 1 & 0 & 2 \\ 2 & 1 & 2 & 0 \end{vmatrix} \begin{matrix} 2 \\ 1 \\ 2 \\ 2 \end{matrix}$
$d(G) = 2$	См. п.19
$\delta(G) = 2$	<p>Минимальной опорой является подграф:</p> 
$\kappa(G) = 1$	Нет изолированных подграфов
$e(G) = 0$	См. п.11 (все векторы-функции различны)
$h(G) = 0$	См. п.11 ($s^+(x_i) \neq s^-(x_i)$)
$t(G) = 1$	См. п.17
$\gamma(G) = 3$	<p>Раскраска:</p> 
$\phi(G) = 3$	<p>Наибольший плотный подграф:</p> 
$\epsilon(G) = 2$	<p>Наибольший пустой подграф</p> <p style="text-align: center;">$c \qquad d$</p>



Фиг.79. Геометрическая классификация (по скелетам) пород Актуевского массива (пояснения в тексте)

мультипороды, имеются два (северные), для которых тоже известны реликтовые роговики. Таким образом, можно считать, что появление мультипород в данном случае связано с существованием реликтов роговики среди сиенито-диоритов массива.

Среди пород Актуевского массива выделяются также математически плотные и математически неплотные породы. Первые составляют 21% общего количества пород, следовательно, в основном Актуевский массив сложен математически неплотными породами. Какие-либо пространственные закономерности в расположении математически плотных пород не отмечаются.

Проведем скелетную классификацию пород массива. В принципе это можно сделать двумя способами. Во-первых, изучать скелеты только пород одинакового минерального состава. При этом сохраняем индивидуализацию вершин графа и сравниваем графы только с одинаковым набором вершин. Во-вторых, можно применять полностью абстрактную систему классификации пород, не индивидуализируя вершины соответствующих графов. При классификации пород Актуевского массива мы использовали второй метод (абстрактный вариант).

В результате анализа пород Актуевского массива выявлены 19 скелетных типов пород, т.е. строение пород массива крайне разнообразно. Эти скелетные типы пород подразделяются на четыре группы. При записи скелетных типов пород можно использовать

матрицы R'' над булевой алгеброй $\mathfrak{B} = \{0,1\}$ или их геометрический эквивалент. На фиг. 79 приведены геометрические эквиваленты матриц R'' .

В первую группу объединяются нуль-породы. Так как графы таких пород представляют множество точек (вершин), данную схему формирования пород мы назвали точечной. По точечной схеме сформированы породы 1 - 3 скелетных типов. Ко второй группе относятся породы, сформировавшиеся по линейной схеме (4 - 14). В третью группу включены породы, сформированные по треугольной схеме (скелетные типы 15 - 17), в четвертую - по сложной схеме (скелетные группы 18, 19).

Породы первой группы - это нуль-породы, которые рассмотрены ранее. Породы второй группы составляют ~ 50% общего количества пород. В их пространственном распределении явные закономерности не наблюдаются. Породы третьей группы составляют ~ 20% общего количества пород. Они расположены в основном в пределах серповидной зоны в северной части массива.

Среди пород массива нет ни одной математически симметрической разновидности, т.е. массив обладает крайней степенью математической асимметрии.

Не отмечаются также закономерности в пространственном расположении ряда других математических типов пород. Поэтому мы приведем лишь количественную оценку степени их распространенности. Так, например, несвязные породы составляют 47%, математически блоковые породы - 42%. Число k -сплетенности имеет два значения: 0 и 1. Число $k = 1$ отмечается в 21% случаев. Породы типа математических деревьев отмечаются в 8% случаев, транзитивные породы составляют 29%, математически однородны только нуль-породы, все породы Акатуевского массива математически неравновесны.

Среди пород Акатуевского массива нет рефлексивных пород, т.е. нет ни одной разновидности, в которой было бы по крайней мере по две генерации каждого породообразующего минерала.

В табл.9 приведены некоторые числовые характеристики пород Акатуевского массива. $\alpha(G)$ отражает степень сложности пород массива. Обычно сравнивают сложность пород приблизительно, число же $\alpha(G)$ позволяет оценить степень сложности породы цифрой. На фиг. 80 приведена схема, отражающая распределение в пространстве пород разной степени сложности (изолинии проведены через 0,2). Диаграмма показывает, что структурно самые сложные породы расположены в северной части массива (два максимума). Минимумы сложности пород находятся в центральной и в краевых частях массива. В общем южная часть массива сложена более простыми породами.

Значения математического радиуса $r(G)$ и диаметра $d(G)$ пород колеблются от 1 до ∞ . Если рассматривать только конечные значения $r(G)$ и $d(G)$, то в центральной части массива можно выде-

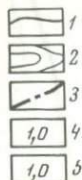
Таблица 9

Числовые характеристики пород Акагуевского массива

№ обр.	$\alpha(G)$	$r(G)$	$d(G)$	$\lambda(G)$	$\delta(G)$	$\kappa(G)$	$e(G)$	$h(G)$	$t(G)$	$\gamma(G)$	$\phi(G)$	$\epsilon(G)$
87/9	1,0	1	2	1	1	1	0,7	0,0	1	-	2	2
88/3	1,0	∞	∞	2	2	2	0,0	0,0	1	-	2	1
88/4	0,5	1	1	0	1	1	0,0	0,0	1	2	2	0
88/6	1,0	1	2	1	1	1	0,7	0,0	1	-	2	2
88/7	0,3	∞	∞	1	1	3	0,0	0,0	1	-	1	2
88/11	1,0	1	1	1	2	1	0,0	0,0	1	3	3	0
88/12	1,0	1	1	1	2	1	0,0	0,0	1	3	3	0
96/9	0,5	1	1	0	1	1	0,0	0,0	1	2	2	1
98/5	0,7	2	3	0	2	1	0,0	0,0	1	2	2	2
108/1	0,3	∞	∞	0	1	2	0,0	0,0	1	2	2	2
108/2	2,0	1	2	5	2	1	0,0	0,0	1	3	3	2
108/3	1,0	2	3	1	2	1	0,0	0,0	1	-	2	2
108/4	1,0	∞	∞	2	1	2	0,0	0,0	1	-	1	1
108/6	1,0	∞	∞	2	1	2	0,0	0,0	1	-	1	1
108/12	1,5	1	1	2	1	1	0,0	0,0	1	-	2	0
110/2	1,0	1	1	1	2	1	0,0	0,0	1	3	3	0
111/1	0,7	∞	∞	1	2	3	0,3	0,0	1	-	2	2
111/3	1,4	1	3	3	2	1	0,6	0,0	1	4	3	3
111/4	1,7	2	3	4	4	1	0,3	0,0	1	-	3	2
115/1	1,2	1	2	2	2	1	0,0	0,0	1	-	3	2
115/5	0,5	∞	∞	1	1	3	0,5	0,0	1	-	2	3
117/1	0,4	∞	∞	0	2	3	0,4	0,0	1	2	2	3
117/2	1,0	∞	∞	3	2	3	0,0	0,0	1	-	3	3
117/5	1,0	1	2	1	1	1	0,7	0,0	1	-	1	2
117/6	2,0	1	1	4	2	1	0,0	0,0	1	-	3	0
117/7	1,0	1	2	1	1	1	0,7	0,0	1	-	1	2
117/8	0,5	1	1	0	1	1	0,0	0,0	1	2	2	0
117/9	0,6	∞	∞	0	2	2	0,0	0,0	1	2	2	3
117/10	0,0	∞	∞	0	0	4	1,0	1,0	1	1	0	4
117/11	0,5	∞	∞	0	1	2	0,5	0,0	1	2	2	3
117/12	0,0	∞	∞	0	0	3	1,0	1,0	1	1	0	3
118/1	1,0	∞	∞	2	3	2	0,3	0,0	1	-	2	4
118/3	1,0	1	1	1	2	1	0,0	0,0	1	3	3	0
118/4	1,2	2	4	2	4	1	0,3	0,0	1	-	3	3
119/1	1,2	2	3	3	3	1	0,0	0,0	1	-	2	1
119/2	1,7	∞	∞	5	3	2	0,5	0,5	1	-	2	1
120/1	1,0	∞	∞	2	1	2	0,0	0,0	1	-	1	1
120/41	0,0	∞	∞	0	0	4	1,0	1,0	1	1	0	4

лить субмеридиональные зоны. Возможно, проявляются реликтовые домезозойские меридиональные структуры.

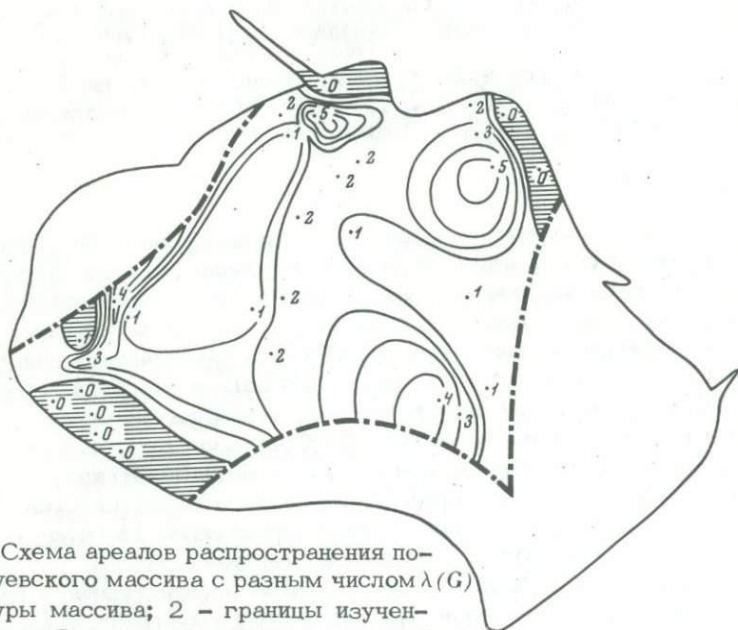
Интересна в структурном отношении схема ареалов распространения пород массива с разным цикломатическим числом $\lambda(G)$, приведенная на фиг.81. Области нулевых значений $\lambda(G)$ явно приуро-



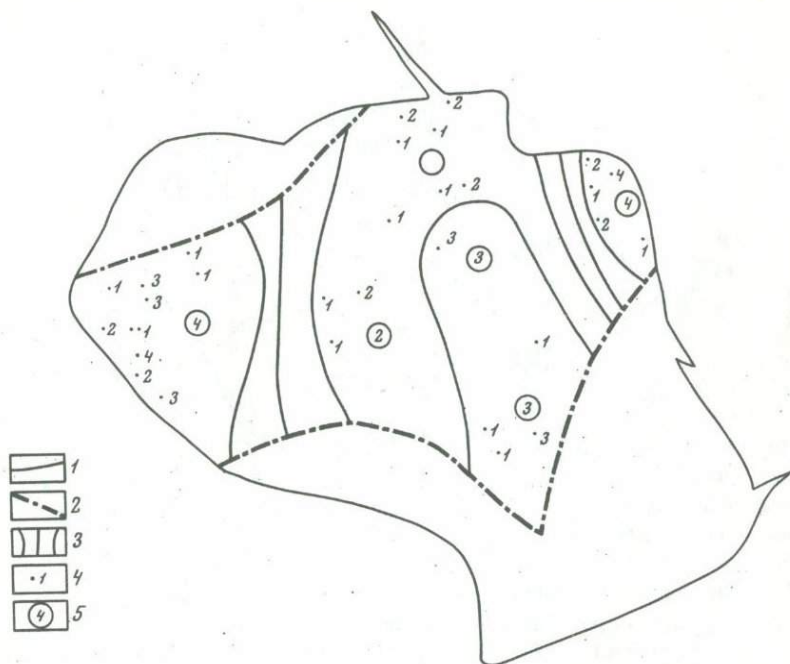
Фиг.80.

Степень сложности пород
Акатуевского массива (распределение значений $d(G)$ в пространстве в изолиниях)

1-контуры массива; 2-изолинии степени сложности пород; 3-границы изученной площади; 4-значения $\alpha(G)$; 5- изолинии



Фиг.81. Схема ареалов распространения пород Акатуевского массива с разным числом $\lambda(G)$
1 - контуры массива; 2 - границы изученной площади; 3 - изолинии равных значений цикломатического числа; 4 - значения цикломатического числа; 5 - области нулевых значений цикломатического числа.

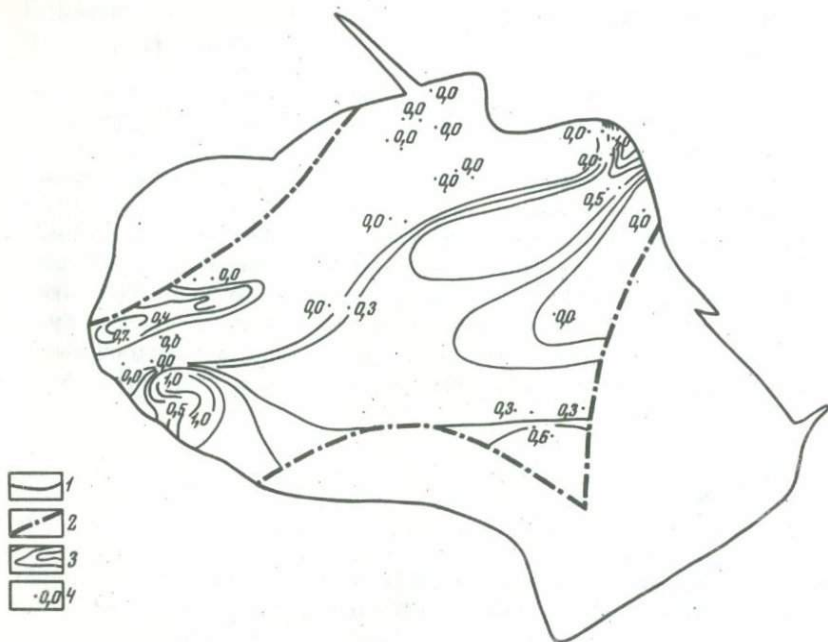


Фиг.82. Схема ареалов распространения пород Акатуевского массива с разным количеством компонент связности $\kappa(G)$

1 - контуры массива; 2 - границы изученной площади; 3 - изолинии равных значений $\kappa(G)$; 4 - значения $\kappa(G)$; 5 - максимальные значения $\kappa(G)$ для данной площади

ченны к краевым частям массива. Следующая зона по направлению к центру массива содержит породы с максимальными значениями цикломатического числа. Центральная часть массива сложена породами с промежуточными значениями $\lambda(G)$. Таким образом, по данным о распределении в пространстве разных значений цикломатического числа выявляется концентричность в строении Акатуевского массива. Это показывает значение математического исследования пород в геологическом отношении. Сравнивая схемы, построенные по разным данным, видим, что разные математические параметры отражают разные стороны процесса формирования массива. Интегральная, т.е. недифференцированная информация, помогает осветить лишь какую-то общую тенденцию в развитии массива.

На фиг. 82 приведена схема ареалов распространения пород Акатуевского массива с разным количеством компонент связности $\kappa(G)$. В данном случае мы ориентировались на максимальные значения $\kappa(G)$ для определенной площади (серия обнажений одной точки наблюдений). При таком варианте анализа выя-



Фиг.83. Схема ареалов распространения пород Акатуевского массива с разным числом однородности $\epsilon(G)$

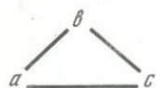
1 — контуры массива; 2 — границы изученной площади; 3 — изолинии равных значений числа однородности; 4 — значения числа однородности

вляется, что массив имеет симметричное строение с максимальными значениями $\kappa(G)$ в западной и восточной частях. В центре массива проходит субмеридиональная зона средних значений компонент связности. Отсюда следует, что $\kappa(G)$, как и $r(G)$, $d(G)$, помогают выявлять структуры меридионального плана (точнее, влияние структур меридионального плана).

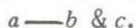
На фиг. 83 приведена схема распространения пород Акатуевского массива с разным числом однородности $\epsilon(G)$. В северной части массива выделяется крупная область крайне неоднородных пород — нулевые значения $\epsilon(G)$. Остальная изученная территория в основном характеризуется не нулевыми значениями $\epsilon(G)$. Полученные изолинии как бы проявляют широтные структуры. Таким образом, при анализе распределения в пространстве значений разных математических параметров удается установить влияние как меридиональных, так и широтных структур на процесс формирования Акатуевского массива. Данные табл.9 показывают, что значения $h(G)$, $t(G)$, $\gamma(G)$, $\phi(G)$, $\epsilon(G)$ характеризуются малыми пределами колебаний.

Пример петрографического и математического изучения мезозойских аплитов Восточного Забайкалья

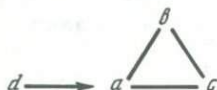
При изучении аплитов мы несколько изменим методику создания модели породы. Это позволит шире использовать математический аппарат. Так, кроме принципа структурного равновесия введем фактор геологического времени. Аплит представляет продукт кристаллизации низкотемпературной тройной эвтектики, т.е. минералы аплита в геологическом отношении формировались одновременно. Примем за эталон одновременности формирования минералов аплитовый тип структуры породы. В графе одновременность формирования минералов мы будем обозначать звеном, поэтому моделью аплита будет треугольник, в вершинах которого находятся три порообразующих минерала — кварц (a), калишпат (b) и плагиоклаз (c):



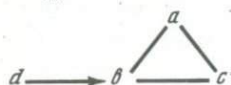
В ряде случаев в аплитах встречаются "сложные минералы", например пертиты. Пертит — геологически и петрографически неразделимая смесь плагиоклаза и калишпата. В логике такие соотношения обозначают знаком конъюнкции $\&$, поэтому пертит будем обозначать: $b \& c$. Модель пертитового аплита:



В аплите могут находиться какие-либо посторонние минералы (захваченные или наложенные). Эти минералы могут быть структурно равновесны (не реагировать) с минералами аплита или структурно неравновесны. Допустим, в аплите есть биотит, причем он корродируется и пробивается с краев лишь кварцем, а с калишпатом и плагиоклазом находится в структурном равновесии. Тогда этой системе будет отвечать следующий граф:

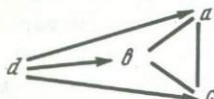


Другая разновидность аплита может прореагировать с биотитом по-иному, например через калишпат. Тогда получим другие графы G_g и G_m :

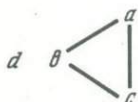


$$(G_g = G_m)$$

При наибольшей структурной активности аплита порода характеризуется графом:



При наименьшей активности обнаружим зерна биотита в аплите в структурно равновесных условиях, чему соответствует следующий граф:



Таким способом составляем структурную схему породы наподобие схем органической химии. Образно выражаясь, аплитовый треугольник может вращаться на плоскости, касаясь других минералов разными своими вершинами, что собственно и позволяет получать разные модели пород. Далее изучаем полученные модели методами, изложенными в предыдущем разделе (см. также табл.8).

В качестве примера приведем анализ одной разновидности аплита Шахтаминского массива (обр. № 1-б/ш). Собственно аплитовая минеральная ассоциация монополевошпатовая, т.е. аплит содержит калишпат-пертит и кварц. Этому соответствует следующий граф:



В аплите имеется биотит, но он не реагирует с минералами аплита, т.е. биотит находится в структурно равновесных взаимоотношениях с аплитом. Вместе с тем он резко динамометаморфизован, а аплит не динамометаморфизован, следовательно, биотит не может иметь одинаковый возраст с аплитовой минеральной ассоциацией. Этому соответствует граф:



Кроме биотита, в породе присутствуют крупные зерна калишпата, которые с краев подвергаются замещению калишпат-пертитом (кварц не взаимодействует с этими зернами калишпата), в общем виде порода характеризуется следующим графом:



Легко заметить, что при построении графа мы не использовали никаких данных о полихронности породы, а опирались только на эмпирические данные. Отсюда следует, что предлагаемый вариант фор-

мализации петрографических понятий не зависит от генетических соображений, т.е. в любом случае две одинаковые по формальным признакам породы обладают одинаковыми математическими свойствами. Различие же концепций будет учитываться лишь при интерпретации полученного материала. Так, например, согласно интрузивной концепции, в данной породе выделяют две генерации калишпата, а в другой интерпретации одна из разновидностей калишпата будет представлять самостоятельную минеральную ассоциацию.

Весь фактический материал приведен в виде графов G_m (наиболее компактная форма записи) в табл.10. Используя данные табл.10, проведем анализ ареалов распространения разных математических типов аплитов в пространстве.

Среди изученных аплитов имеются разновидности с повторяющимися связями одного типа. Если оперировать только логическими формулами, то их можно минимизировать с использованием тавтологии:

$$p \vee p \leftrightarrow p.$$

Следовательно, можно рассматривать одинаковые ребра как одно ребро.

Таким образом, все изученные разновидности пород можно разделить на два типа: поддающиеся минимизации и не поддающиеся минимизации.

На фиг. 84 показано распределение в пространстве обеих разновидностей аплитовых пород в пределах Восточного Забайкалья. На схеме видно, что аплиты первого типа сосредоточены в зоне северо-западного простиранья, осевая линия которой близка к осевой линии Кличкинско-Дарасунской сквозной структуры.

Если условно аплиты первого типа назвать сложными, а второго — простыми, то можно сказать, что строение аплитов усложняется при движении с юго-востока на северо-запад. В Юго-Восточном Забайкалье распространены только простые аплиты, как и в пределах Северо-Даурского свода.

Интересно, что в данном случае в виде компактной группы расположены массивы, относящиеся к разным комплексам: шахтаминского и сретенского типа, а также массивы, принадлежность которых к какому-либо определенному комплексу проблематична (Дзалаевский, Пуринский).

Кроме минимизации графов, мы изучили математические свойства тех пород, моделями которых они являются. Ниже мы последовательно будем обсуждать полученные данные (табл.11).

В соответствии с аксиоматикой этого раздела среди мезозойских аплитов не может быть нуль-пород, поэтому рассмотрим унипороды и мультипороды. Унипороды присутствуют во всех изученных нами мезозойских массивах, мультипороды — почти во всех массивах. Унипороды составляют 54% изученных разновидностей аплитов. Какие-либо четкие закономерности распределения унипород в пространстве не установлены.

Таблица 10

Графы аплитов некоторых мезозойских массивов
Восточного Забайкалья

Массив	№ шп	№ обр.	Граф
Шахтаминский	1	1-6/ш	
	2	23/1	
	3	24/10	
	4	25/3	
	5	25/12	То же
	6	26/2	
	7	33/4	
	8	34/5	
	9	34/14	
	10	37/8	
	11	37/13	
	12	37/19	

Таблица 10 (продолжение)

Акатувский	13	80	
	14	82/14	
Алинский	15	8/3	
	16	8/8	
	17	66/7	
	18	82/25	
	19	82/36	См. п. 17
Быстринский	20	147/16	См. п. 4
	21	148/12	То же
	22	148/13	$b \ \& \ c \longrightarrow a$
Каргантуйский	23	164/5	См. п. 9
Боямшинский	24	162/14	
	25	162/16	

Таблица 10 (продолжение)



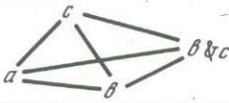
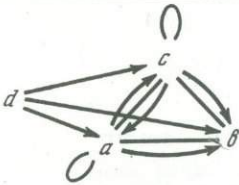
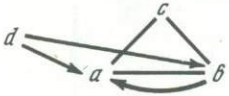
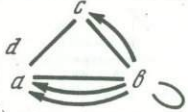
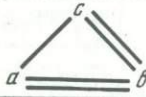
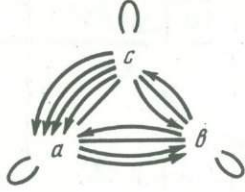
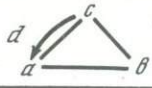
Запокровский	26	160/49	
	27	160/51	См. п. 8
	28	160/52	См. п. 9
	29	160/54	То же
	30	160/55	
Голгогайский	31	3/3	
	32	4/2	См. п. 4
	33	5/4	
	34	5/7	
	35	5/8	
	36	5/9	См. п. 30
	37	6/2	
	38	7/1	
	39	7/2	
	40	131/д	См. п. 4

Таблица 10 (продолжение)

Голцотайский	41	143/6	
	42	152/a	
	43	154	
	44	1707	
Сарбактуй-ский	45	100	
	46	100/6	См п. 17
	47	1707/9	См.п.4
Белухинский	48	16/12	См. п. 9
	49	16/15	То же
	50	17/3	

Таблица 10 (продолжение)



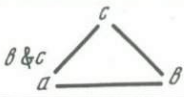
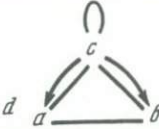



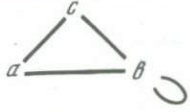

Алдакчанский	51	50/1	
	52	50/2	
	53	51/6	
	54	51/6	
	55	52/1	
	56	52/3	
	57	52/4	См. п. 9
	58	53/3	То же
	59	55/1	
Тургин - ский	60	22/22	
Курнузлаев- ский	61	56/16	См. п. 9
	62	56/17	То же
	63	61/2	

Таблица 10 (продолжение)


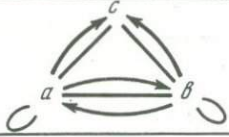
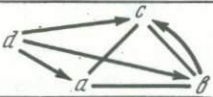
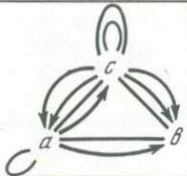
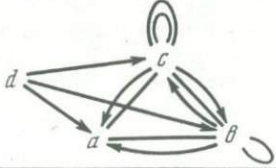
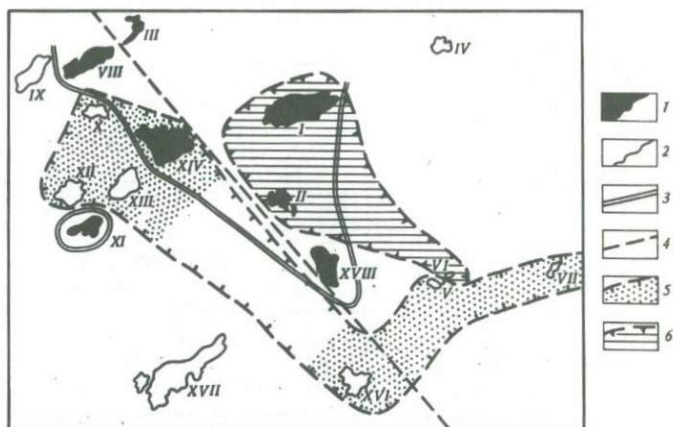
Дзалаевский	64	98/2	
	65	98/3	См. п. 9
Эке-Булакский	66	180/11	То же
	67	180/13	" "
Киркиринский	68	173/8	" "
	69	173/7	
Цаган-Олуевский	70	174/18	См. п. 4
	71	181/5	См. п. 9
	72	182/4	См. п. 17
	73	184/2	См. п. 4
	74	190/14	См. п. 8
	75	195/4	
	76	195/5	См. п. 4
Пуринский	77	41/2	См. п. 17
	78	41/13	
	79	41/14	См. п. 9
	80	41/17	
	81	41/18	См. п. 7

Таблица 10 (окончание)

Пуринский	82	44/6	
	83	44/14	См. п. 8
	84	45/4	
	85	60/2	
	86	62/18	См. п. 17
	87	67/3	См. п. 8
	88	69/5	
Икилюнский	89	365/2	
	90	437/6	
	91	437/7	
	92	437/9	См. п. 22
	93	561/3	
Ульдургинский	94	2/1	См. п. 22
	95	5/3	См. п. 7
	96	648/15	
Бородинский	97	648/20	



Фиг.84. Ареалы распространения амфиболитов с повторяющимися связями и амфиболитов без повторяющихся связей в Восточном Забайкалье

1 – массивы мезозойских плутонических пород, в которых встречены амфиболиты с повторяющимися связями; 2 – массивы мезозойских плутонических пород без амфиболитов с повторяющимися связями; 3 – контуры зон распространения амфиболитов с повторяющимися связями; 4 – осевая линия Кличкинско–Дарасунской сквозной структуры; 5 – ареал распространения связных амфиболитов; 6 – ареал распространения математически блоковых амфиболитов (I–XVIII – массивы, см. фиг.79)

Среди изученных амфиболитов имеются также математически плотные и математически неплотные породы. Выделяется группа массивов, среди амфиболитов которых находятся только математически плотные породы: Белухинский, Дзалаевский, Курунзулаевский, Киркиринский и Запокровский. Эти массивы с небольшим перекрытием (Дзалаевский массив) как бы обрамляют зону, поддающихся минимизации (см. фиг.84), подчеркивая северо–западную структуру, осевой частью которой является Кличкинско–Дарасунская сквозная структура. Математически плотные амфиболиты составляют 67% изученных амфиболитов.

Анализ пород на симметричность показал, что в Восточном Забайкалье симметрические амфиболиты практически отсутствуют (обнаружены лишь в Дзалаевском массиве).

Среди амфиболитов выделяются связные и несвязные породы. Некоторые массивы содержат только связные амфиболиты. Зона формирования массивов с амфиболитами только связного характера (см. фиг. 84) практически совпадает с зоной развития исключительно математически плотных пород (поэтому не приводится специальный график для математически плотных пород). Зона формирования исключительно связных амфиболитов обрамляет зону минимизирующихся амфиболитов с час–

тичным перекрытием в районе Дзалаевского массива. Математическую плотность и связность аплитов интересно также обсудить не только в отношении их распределения в пространстве, но и в качественном отношении. Судя по параметрам плотности и связности, в один класс попадают аплиты разных комплексов. Так, например, Киркиринский массив относится к кукульбейскому комплексу, а Запокровский массив в основном сложен породами шахтаминского типа. Курунзулаевский и Дзалаевский массивы представляют особую группу, а в пределах Тургинского массива имеются граниты кукульбейского комплекса; а также сиенито-диориты, обычно относимые к шахтаминскому комплексу. Если рассматривать аплиты в качестве производных конкретных массивов, относящихся к разным комплексам, то приведенные нами данные необъяснимы. Однако в геолого-петрографической части работы (генетическая часть) мы сделали вывод о самостоятельности процесса аплитообразования и о полихронности мезозойских пород Восточного Забайкалья. При таком положении наличие одинаковых в каком-то отношении аплитов в породах, относящихся к разным комплексам, не удивительно, т.е. в массиве в основном шахтаминского типа могут присутствовать аплиты кукульбейского типа. Так, в Запокровском массиве аплиты содержат морион, часто имеют миароловую текстуру и гранофировые обособления, характерные для пород кукульбейского комплекса. Распространенность связанных аплитов в Восточном Забайкалье довольно значительна (71%).

Математически блоковые породы обнаружены только в Шахтаминском, Акатуевском и Боямшинском массивах (см. фиг.84). Все окружающие этот район массивы содержат математически безблоковые аплиты. Математически блоковые аплиты расположены в ядре структуры, выделенной при изучении математической плотности и связности пород. Таким образом, эта новая для Восточного Забайкалья структура выявляется по трем разным параметрам. Математически блоковые аплиты составляют 8% изученных аплитов.

Среди аплитов выделяются различные k -сплетенные разновидности. В общем число k колеблется от 0 до 8. В табл.12 приведены минимальные, средние арифметические и максимальные значения числа k для разных мезозойских массивов. При недостатке данных средние арифметические не рассчитывались.

Нулевые значения числа k относятся к той же группе массивов, которая выделена при изучении математической плотности и связности пород. Такое совпадение (четвертое) не может рассматриваться как случайное, т.е. выявленная структура с центром в районе Шахтаминского и Акатуевского массивов накладывает отпечаток на весь процесс формирования аплитов.

Интересны также средние значения числа k . Поражает их удивительное постоянство, несмотря на резкие колебания максимальных значений. Отсутствие математического аппарата при геологических исследованиях породило такое положение, что нет ни одной собственно геологической константы, а отсутствие констант не позволяет выявить геологические законы в строгом смысле слова.

Таблица 11 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
VIII	-	-	-	-	-	0	-	-	-	-
	-	+	-	+	-	1	+	+	-	-
	-	+	-	+	-	3	+	-	-	-
	-	+	-	+	-	7	-	-	-	+
	-	-	-	-	-	0	-	-	-	-
	+	-	-	-	-	0	+	-	-	-
	-	+	-	+	-	3	-	-	-	-
	-	+	-	+	-	3	-	-	-	-
	-	-	-	+	+	1	-	-	-	-
IX	-	-	-	-	-	0	-	-	-	-
	-	+	-	+	-	2	-	-	-	-
	+	+	-	+	-	3	-	-	-	-
	+	-	-	-	-	0	+	-	-	-
X	+	+	-	+	-	2	+	+	-	-
	+	+	-	+	-	2	+	+	-	-
	-	+	-	-	-	4	-	-	-	-
XI	-	+	-	+	-	4	-	-	-	-
	-	+	-	+	-	3	-	-	-	-
	+	-	-	-	-	0	+	-	-	-
	-	-	-	-	-	0	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	0	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	0	-	-	-	-
	+	+	-	+	-	2	+	+	-	-
	+	+	-	+	-	2	+	+	-	-
	-	+	-	+	-	3	-	-	-	-
XII	+	+	-	+	-	2	+	-	-	-
	+	+	-	+	-	2	+	+	-	-
XIII	+	+	-	+	-	2	+	+	-	-
	-	+	-	+	-	2	-	-	-	-
XIV	-	+	+	+	-	8	-	+	+	+
	+	+	-	+	-	2	+	+	-	-
XV	+	+	-	+	-	2	+	+	-	-
	+	+	-	+	-	2	+	+	-	-
XVI	+	+	-	+	-	2	+	+	-	-
	-	+	-	+	-	4	-	-	-	-
XVII	+	-	-	-	-	0	+	-	-	-
	+	+	-	+	-	2	+	+	-	-
XVIII	+	+	-	+	-	3	-	-	-	-
	+	-	-	-	-	0	+	-	-	-
	-	+	-	+	+	2	-	-	-	-
	-	+	-	+	-	3	-	-	-	-

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
1,7	+∞	+∞	4	2	2	0,0	0,0		3
0,5	1	1	3	1	1	1,0		2	2
1,7	1	1	3	2	1	0,7		3	3
5,0	1	1	13	3	1	0,0	0,0		3
1,0	+∞	+∞	2	2	2	0,0	0,0	3	3
0,7	+∞	+∞	1	2	2	0,7		3	3
2,0	1	1	4	2	1	0,7		3	3
2,7	1	1	8	3	1	0,0	0,0		4
1,5	1	2	3	3	1	0,0	0,2		3
1,5	+∞	+∞	4	2	2	0,5	0,0		3
1,0	1	1	1	2	1	0,7	0,0	3	3
1,5	1	1	3	3	1	0,7	0,0	4	4
0,7	+∞	+∞	1	2	2	0,7		3	3
1,0	1	1	1	2	1	1,0		3	3
1,0	1	1	1	2	1	1,0		3	3
3,0	1	1	7	2	1	0,7	0,0		3
3,3	1	1	8	2	1	0,0	0,0		3
1,7	1	1	3	2	1	0,7	0,0	3	3
0,7	+∞	+∞	1	2	2	0,7		3	3
1,5	+∞	+∞	4	2	2	0,5	0,0		3
2,5	+∞	+∞	8	2	2	0,0	0,2		3
2,3	1	1	5	2	1	0,0	0,2		3
1,0	1	1	1	2	1	1,0		3	3
1,0	1	1	1	2	1	1,0		3	3
2,3	1	1	5	2	1	0,7	0,0		3
1,3	1	1	2	2	1	0,7			3
1,0	1	1	1	2	1	1,0		3	3
1,0	1	1	1	2	1	1,0		3	3
1,5	1	1	2	1	1	0,0	0,0		2
5,0	1	1	13	3	1	1,0	1,0		3
1,0	1	1	2	2	1	1,0		3	3
1,0	1	1	1	2	1	1,0		3	3
1,0	1	1	1	2	1	1,0		3	3
1,0	1	1	1	2	1	1,0		3	3
3,0	1	1	7	2	1	0,7	0,0		3
0,7	+∞	+∞	1	2	2	0,7		3	3
1,0	1	1	1	2	1	1,0		3	3
1,5	1	1	3	3	1	0,7	0,0	4	4
0,7	+∞	+∞	1	2	1	0,7		3	3
1,3	1	1	2	2	1	1,0	0,0	3	3
1,7	1	1	4	3	1	0,0	0,2	4	4

Таблица 11 (окончание)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
XVIII	+	-	-	-	-	-	0	+	-	-	-
	+	+	-	+	-	-	3	-	-	-	-
	-	+	-	+	-	-	5	-	-	-	-
	+	+	-	+	-	-	2	-	+	-	-
	-	+	-	+	-	-	3	-	-	-	-
	+	+	-	+	-	-	1	+	-	-	-
	+	+	-	+	-	-	2	+	-	-	-
	-	+	-	+	+	-	2	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	-	0	+	-	-	-
	+	-	-	-	-	-	0	+	-	-	-
	+	+	-	+	-	-	3	-	-	-	-
	-	+	-	+	-	-	2	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	-	0	-	-	-	-
	-	-	-	-	+	-	0	-	-	-	-
XIX	+	+	-	+	-	-	1	+	+	-	-
	-	+	-	+	-	-	3	-	-	-	-
	+	-	-	-	-	-	0	+	-	-	-
	-	+	-	+	-	-	2	-	-	-	-
XX	+	+	-	+	-	-	1	+	+	-	-
	+	+	-	+	-	-	1	+	+	-	-
XXI	+	-	-	-	+	-	0	-	-	-	-
	+	-	-	+	+	-	1	-	-	-	-

I - Шахтаминский; II - Акатуевский, III - Алиинский, IV - Быстринский, V - Каргантуйский, VI - Боямшинский, VII - Запокровский, VIII - Голготайский, IX - Сарбактуйский, X - Белухинский, XI - Алдакачанский, XII - Тургинский,

Данные по средним арифметическим числам k показывают, что, возможно, именно таким путем будут найдены эти константы. Так, уже сейчас можно сказать, что среднее значение k -сплетенности мало отличается от 1,8 для Восточно-Забайкальской петрографической провинции.

Убедительные данные геологического характера получаются при анализе максимальных значений числа k . Эти числа соотнесены центрам массивов мезозойских пород и вынесены на схему фиг. 85. Изолинии, проведенные через единицу, однозначно фиксируют Кличкинско-Дарасунскую сквозную структуру. Осевой линии этой структуры соответствуют максимальные значения числа k . Кличкинско-Дарасунская структура претерпела длительное развитие, что неизбежно привело к появлению размытых контуров. Эта объективная трудность изучения сквозных структур долго не позволяла четко

	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
	0,7	+∞	+∞	1	2	2	0,7		3	3
	1,5	1	1	3	3	1	0,7	0,0	4	4
	4,0	1	1	10	2	1	0,0	0,7		3
	1,0	1	1	1	2	1	1,0		3	3
	3,0	1	1	10	3	1	0,0	0,5		4
	0,5	1	1	0	1	1	1,0		2	2
	1,3	1	1	2	2	1	0,7			3
	1,3	1	1	2	2	1	1,0	0,0	3	3
	1,0	+∞	+∞	2	2	2	0,0	0,0	3	3
	1,0	+∞	+∞	2	2	2	0,5			3
	1,5	1	1	3	1	1	0,7	0,0	4	4
	1,3	1	1	2	2	1	1,0	1,0	3	3
	1,0	+∞	+∞	2	2	2	0,0	0,0	3	3
	0,7	+∞	+∞	1	1	2	0,0	0,0	2	2
	0,5	1	1	0	1	1	1,0		2	2
	2,2	1	1	6	3	1	0,0	0,2		2
	1,0	+∞	+∞	2	2	2	0,5			3
	1,7	1	1	3	2	1	0,0	0,7		3
	0,5	1	1	0	1	1	1,0		2	2
	0,5	1	1	0	1	1	1,0		2	2
	0,5	+∞	+∞	0	1	2	0,0	0,0	2	2
	1,0	1	2	1	1	2	0,0	0,0	3	3

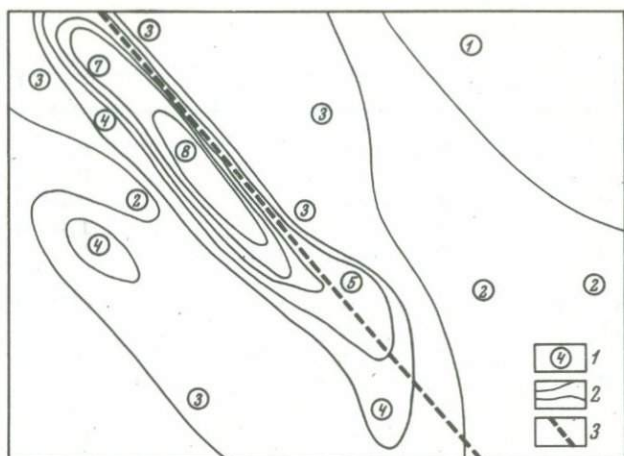
XIII - Курунзулаевский, XIV - Дзалаевский, XV - Эке-Булакский, XVI - Киркиринский, XVII - Цаган-Олуевский, XVIII - Пуринский, XIX - Икилонский, XX - Ульдургинский, XXI - Бородинский.

фиксировать их. На этом примере видно, что простейший анализ формальных свойств пород позволяет четко фиксировать такую структуру.

Среди мезозойских аплитов Восточного Забайкалья обнаружены орпороды и неорпороды. Первые составляют около 44% изученных разновидностей, неорпороды имеются во всех массивах, кроме Акатуевского и Алиинского.

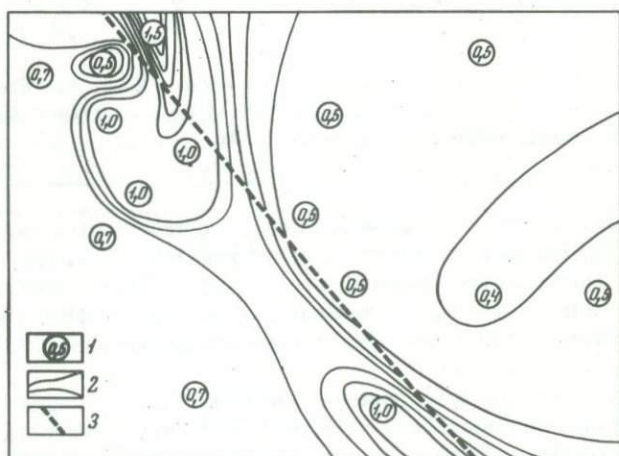
При классификации аплитов на математически однородные и математически неоднородные разности установлено, что первые составляют около 30%. Среди массивов выделяются такие, аплиты которых представлены исключительно математически неоднородными породами: Акатуевский, Алиинский, Сарбактуйский и Тургинский массивы.

Классификация пород на классы математически равновесных и неравновесных не может быть использована при картировании, так



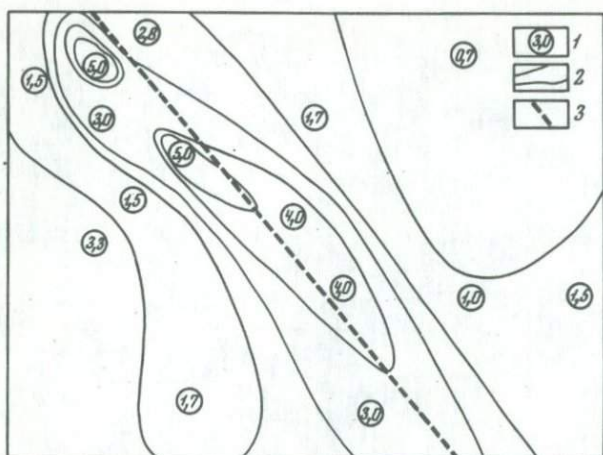
Фиг.85. Диаграмма распределения в пространстве максимальных значений k -сплетенности мезозойских аплитов Восточного Забайкалья

1 - максимальные значения k , отнесенные к центру изученного массива; 2 - изолинии равных максимальных значений k ; 3 - осевая линия Кличкинско-Дарасунской сквозной структуры



Фиг. 86. Диаграмма распределения в пространстве минимальных значений $\alpha(G)$ (степень сложности породы) для мезозойских аплитов Восточного Забайкалья

1 - минимальные значения $\alpha(G)$, отнесенные к центру изученного массива; 2 - изолинии равных минимальных значений $\alpha(G)$; 3 - осевая линия Кличкинско-Дарасунской сквозной структуры



Фиг.87. Диаграмма распределения в пространстве максимальных значений $\alpha(G)$ для мезозойских аплитов Восточного Забайкалья

- 1 - максимальные значения $\alpha(G)$, отнесенные к центру изученного массива; 2 - изолинии равных максимальных значений $\alpha(G)$; 3 - осевая линия Кличкинско-Дарасунской сквозной структуры

как математически равновесной оказалась только одна разновидность аплитов Дзалаевского массива. Это относится и к рефлексивным и нереклексивным аплитам, первые из них установлены только в Голготайском и Дзалаевском массивах.

Более успешным оказалось изучение числовых характеристик пород. В табл.12 приведены минимальные, средние и максимальные значения числа $\alpha(G)$, отражающего степень структурной сложности аплитов. Они соотношены центрам исследуемых массивов и использованы для построения диаграмм. На фиг.86 изолиниями показано распределение в пространстве минимальных значений числа $\alpha(G)$. На диаграмме отчетливо видно, что зона, расположенная восточнее Кличкинско-Дарасунской сквозной структуры, характеризуется минимальными значениями числа $\alpha(G)$. Зона наибольших значений проходит вдоль осевой линии структуры (в западной части сквозной структуры).

Еще более четко Кличкинско-Дарасунская сквозная структура выделяется по максимальным значениям числа $\alpha(G)$ (фиг.87). В данном случае зона наибольших значений $\alpha(G)$ точно совпадает с осевой линией Кличкинско-Дарасунской структуры.

Числа $r(G)$ и $d(G)$ мало различаются (если не считать бесконечных значений), поэтому далее проанализируем цикломатическое число аплитов $\lambda(G)$, минимальные, средние арифметические и максимальные значения которого приведены в табл.12. По данным о мини-

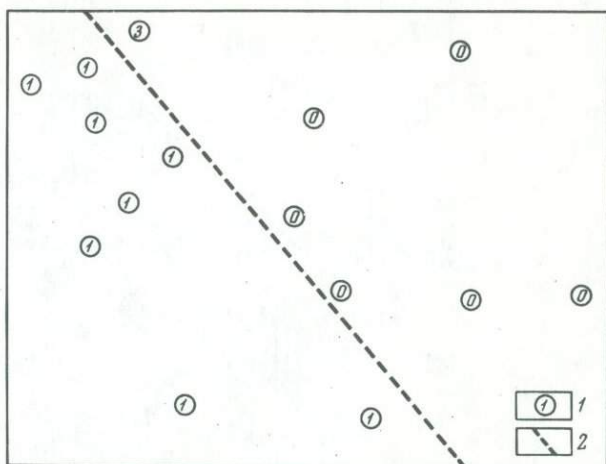
Таблица 12

Минимальные (min), средние арифметические (mid) и максимальные (max) значения числовых характеристик мезозойских аплитов Восточного Забайкалья

Массив	k - сплетенность			$\alpha(G)$			$\lambda(G)$			$\delta(G)$		
	min	mid	max	min	mid	max	min	mid	max	min	mid	max
Шахтаминский	0	1,0	3	0,5	0,9	1,7	0	1,6	3	1	1,7	3
Акатуевский	0		3	0,5		4,0	0		1,3	1		2
Алиинский	0	1,8	3	1,5	2,0	2,8	3	5,4	9	2	2,8	3
Быстринский	0		1	0,5		0,7	0		1	1		2
Боямшинский	0		2	0,4		1,0	0		1	1		2
Запокровский	1	1,8	2	0,5	1,0	1,5	0	1,2	2	1	1,6	2
Голготайский	0	1,8	7	0,5	1,8	5,0	1	4,3	13	1	2,3	3
Сарбактуйский	0	1,7	3	0,7		1,5	1		3	2		3
Белухинский	2		4	1,0		3,0	1		7	2		2
Алдакачанский	0	1,9	4	0,7	1,9	3,3	1	4,0	8	2	2	2
Курунаулаевский	2		2	1,0		1,5	1		2	1		2
Дэзалаевский	2		8	1,0		5,0	1		13	2		3
Киркиринский	2		4	1,0		3,0	1		7	2		2
Цаган-Олуевский	0	1,4	3	0,7	1,1	1,7	1	1,8	4	2	2	3
Пуринский	0	1,9	5	0,5	1,5	4,0	0	3,2	10	1	2,1	3

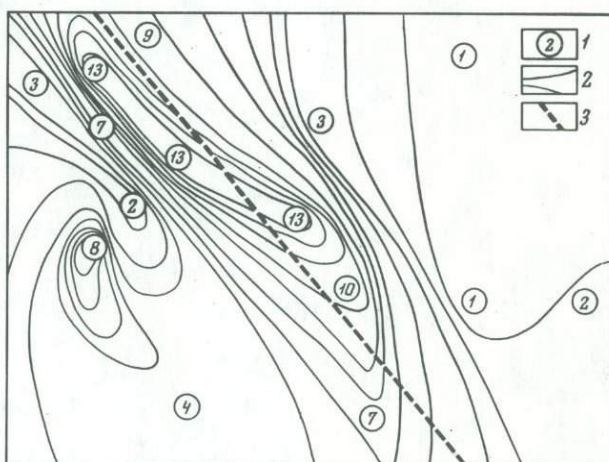
Таблица 12 (окончание)

Массив	$\kappa (G)$			$e (G)$			$h (G)$	$\gamma (G)$			$\phi (G)$		
	min	mid	max	min	mid	max	max	min	mid	max	min	mid	max
Шахтаминский	1	1,4	3	0,0	0,4	1,0	0,0	2	2,8	4	2	2,7	4
Акатуевский	1		2	0,0		0,5	0,2				2		4
Алиинский	1	1,4	2	0,0	0,4	0,7	0,0			4	3	3,8	4
Быстринский	1		2	0,7		1,0		2	2,7	3	2	2,7	3
Боямшинский	1		3	0,4		1,0	0,0	2		3	2		3
Запокровский	1	1	1	0,0	0,8	1,0	0,0	2	2,8	4	2	2,6	3
Голготайский	1	1,4	2	0,0	0,4	1,0	0,5	2	3,0	4	2	3,1	4
Сарбактуйский	1		2	0,7		0,7	0,0	3	3,0	3	3		4
Белухинский	1	1	1	0,7		1,0	0,0	3		3	3		3
Алдакачанский	1	1,3	2	0,0	0,5	1,0	0,2	3	3,0	3	3	3	3
Курунаулаевский	1	1	1	0,0		1,0	0,0	3			2	2,6	3
Дзалаевский	1		1	1,0		1,0	1,0				3		3
Киркиринский	1		1	0,7		1,0	0,0				3		3
Цаган-Олуевский	1	1,3	2	0,0	0,7	1,0	0,2	3	3,3	4	3	3,3	4
Пуринский	1	1,3	2	0,0	0,5	1,0	0,7	2	3,1	4	2	3,2	4



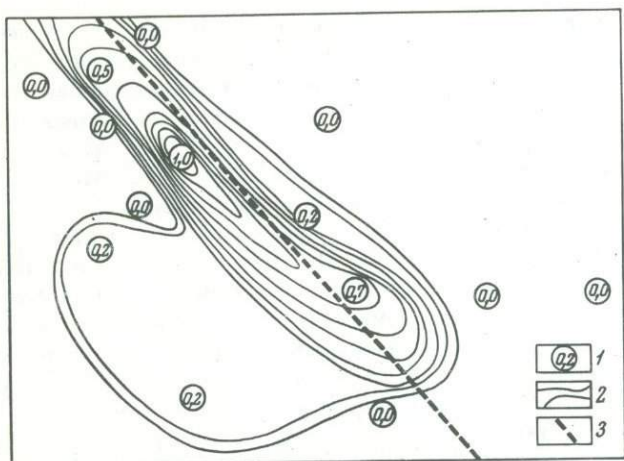
Фиг.88. Диаграмма распределения в пространстве минимальных значений цикломатического числа $\lambda(G)$ для мезозойских аплитов Восточного Забайкалья

1 - минимальные значения $\lambda(G)$, отнесенные к центру изученного массива; 2 - осевая линия Кличкинско-Дарасунской сквозной структуры



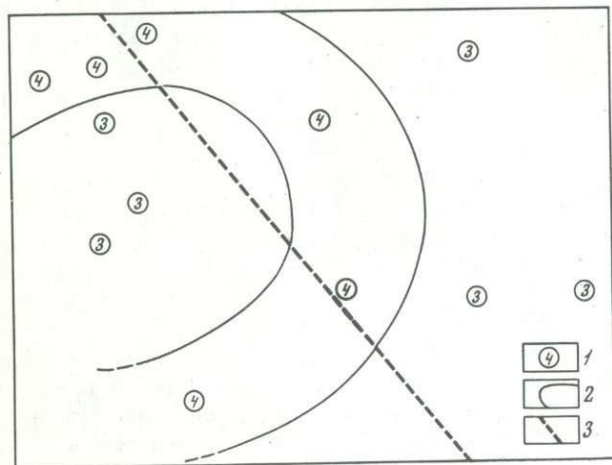
Фиг.89. Диаграмма распределения в пространстве максимальных значений цикломатического числа $\lambda(G)$ для мезозойских аплитов Восточного Забайкалья

1 - максимальные значения $\lambda(G)$, отнесенные к центру изученного массива; 2 - изолинии равных максимальных значений $\lambda(G)$; 3 - осевая линия Кличкинско-Дарасунской сквозной структуры



Фиг.90. Диаграмма распределения в пространстве максимальных значений числа математической равновесности для мезозойских аплитов Восточного Забайкалья

1 - значения $h(G)$; 2 - изолинии равных значений $h(G)$;
3 - осяевая линия Кличикинско-Дарасунской сквозной структуры



Фиг.91. Диаграмма распределения в пространстве максимальных значений хроматического числа $\gamma(G)$ для мезозойских аплитов Восточного Забайкалья

1 - значения $\gamma(G)$; 2 - изолинии равных значений $\gamma(G)$; 3 - осяевая линия Кличикинско-Дарасунской сквозной структуры

мальных значениях числа $\lambda(G)$ составлена диаграмма на фиг.88. Даже без нанесения изолиний видна закономерность: все нулевые значения цикломатического числа расположены восточнее Кличкинско-Дарасунской сквозной структуры, а ненулевые (кроме Алиинского массива) — западнее осевой линии структуры. Так как эта структура имеет ширину около 40 км, то можно считать, что выявлена закономерность практически без каких-либо отклонений.

На фиг.89 приведена диаграмма распределения в пространстве максимальных значений числа $\lambda(G)$, из которой следует, что с осевой линией Кличкинско-Дарасунской сквозной структуры совпадает крупный линейный максимум значений цикломатического числа. Практически вся система изолиний на карте вытянута в северо-западном направлении, несмотря на то, что общий структурный план Восточного Забайкалья имеет северо-восточное простирание.

Какие-либо четко выраженные закономерности при исследовании распределения в пространстве значений числа компонент $\kappa(G)$ и числа математической однородности $e(G)$ аплитов не выявлены. Рассмотрим поэтому распределение в пространстве максимальных значений числа математической равновесности пород $h(G)$, приведенных в табл. 12. Диаграмма на фиг.90 показывает, что к осевой линии Кличкинско-Дарасунской структуры приурочены максимально математически равновесные породы.

Анализ распределения в пространстве максимальных значений (см.табл.12) хроматического числа $\gamma(G)$ аплитов позволил выделить неизвестную до сих пор мегакольцевую структуру, центр которой находится примерно в районе Курунзулаевского массива (фиг.91).

Схема минимальных значений математической плотности $\phi(G)$ аплитов в точности повторяет схему для минимальных значений опорного числа $\delta(G)$, а схема максимальных значений числа $\phi(G)$ — схему максимальных значений хроматического числа $\gamma(G)$. Таким образом, еще раз подтверждается существование мегакольцевой структуры и структурной линии, близкой к изохроне 160 млн.лет.

Таким образом, исследование формальных свойств плутонических пород имеет немаловажное прикладное значение. Изучение математических свойств пород становится инструментом металлогенического анализа территорий. Так, выделенная И.Н. Томсоном Кличкинско-Дарасунская рудоконцентрирующая структура, пересекающая северо-восточные структуры земной коры, фиксируется почти по всем математическим параметрам пород. Кроме того, обнаружена неизвестная ранее крупная кольцевая структура с центром в районе Курунзулаевского массива радиусом примерно 80 км и ряд других структур более сложной формы.

ОБОБЩЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ МНОЖЕСТВЕННЫХ И ТЕОРЕТИКО-МНОЖЕСТВЕННЫХ МОДЕЛЕЙ ПОРОД

Современный геологический язык — язык без морфологии. К таким, например, относятся все языки, использующие иероглиф, который представляет слово без расчленения его на буквы. Отсутствие такого расчленения не позволяет выражать одни иероглифы через другие. В петрографии в роли иероглифа выступает порода, причем каждая разновидность представляет своеобразный уникум. Так, гранит для нас всегда гранит, а не множество каких-то элементов, а горнблендит — это совсем другой объект, не имеющий ничего общего с гранитом.

В I части работы осуществлен переход от языка без морфологии к геологическому языку с морфологией. Приведенные данные относительно полихронности пород позволили установить, что элементом геологического алфавита является не порода, а минеральная ассоциация. Каждая порода представляет последовательность минеральных ассоциаций. Нетривиальность данной точки зрения заключается в утверждении геологической самостоятельности каждой минеральной ассоциации, т.е. определенный геологический возраст имеет минеральная ассоциация (парагенезис), а не порода.

В качестве доказательства геологической самостоятельности минеральных ассоциаций приведен материал относительно реперов полихронности, разделяющих во времени каждую из них. Так, например, для пород Акатуевского массива в качестве реперов полихронности выступают роговики, не связанные с конкретными проявлениями плутонизма (самостоятельный тепловой поток), продукты перекристаллизации, миметические или реликтовые структуры и текстуры, агрегатные кристаллы, трещинный биотит, пластические деформации минерального вещества, порфиробластез после пластических деформаций.

В Шахтаминском массиве, кроме перечисленных выше, установлены реперы полихронности в виде реликтовых даек основных пород, явлений бластеза, развития по трещинам гидротермально-метасоматического альбита, эндотермической грануляции с уменьшением размера зерна, перекристаллизации.

Материалы по Северо-Сарбактуйскому массиву позволили добавить в список реперов полихронности перекристаллизацию с очисткой

минералов от включений, наличие микроскиалитов и макроскиалитов (неперемещенных включений).

Кроме того, в качестве реперов полихронности служат присутствие одних и тех же пород как в фациальных, так и в фазовых взаимоотношениях, что можно назвать морфологическим противоречием (Буторихинский массив), реликтовые дайки не только основных, но и кислых пород (Пуринский массив), а также вихревые микродислокации вещества, псевдоморфизм минералов, трещинные горнблендиты и реликтовые зоны горнблендитов; реликтовые плагиоклаз-пироксеновые прожилки и формирование аплитов после даек гибридных порфиритов (Быстринский массив); подвижки типа надвигов и деформации кварцевых жил (Запокровский массив), противоречивые возрастные взаимоотношения пород в контактах массивов (Цаган-Олуевский и Икилонский массивы), брекчирование (Белухинский массив), базификация, связанная с аплитизацией (Карачачинский массив), пересекающиеся геологические границы (пос. Вершина Дарасуна).

Перечисленные реперы разделяют во времени множества минералов. Каждое из этих множеств минералов морфологически однородно, т.е. морфологическая однородность множества минералов выступает в роли первого указания на его геологическую самостоятельность. Впоследствии каждое из таких предположений доказывается выявлением реперов полихронности.

Морфологические и возрастные данные позволили установить петрографический алфавит Восточно-Забайкальской петрографической провинции, в котором в качестве букв выступают минеральные ассоциации. Далее из букв составляются слова, т.е. конкретные породы. Общая последовательность формирования минеральных ассоциаций провинции довольно сложна. Несколько упростив ее, можно выделить пять этапов формирования plutонических пород.

В первый из этих этапов внедрялись базальтоиды. Данные по Акутуевскому массиву показывают, что это были аппараты экструзивного типа. С подъемом базальтоидов связан подъем геоизотерм (или, наоборот, с подъемом геоизотерм связан подъем базальтоидов). Повышенный тепловой поток в зонах базальтоидного магматизма вызывает серию метасоматических явлений.

Из них, в первую очередь, отмечается плагиоклазизация (второй этап плутонизма), далее калишпатизация (третий этап плутонизма). В процессе метасоматоза происходит раскисление вмещающих пород, что создает условия для их селективного плавления или аплитизации (четвертый этап). Таким образом, доаплитовый метасоматоз можно рассматривать как причину селективного плавления вещества на месте. По отношению к возникшему расплаву этот метасоматоз является доамагматическим.

Последний, пятый этап плутонизма — этап постмагматического метасоматоза (по отношению к кислому расплаву). В этот период происходит гранофиризация, окварцевание, альбитизация и морионизация пород в обстановке повышенной гамма-активности.

В связи с предложенной схемой плутонизма оценим генетическую сущность мезозойских комплексов плутонических пород Восточного Забайкалья. Массивы шахтаминского комплекса представляют результат совмещения в пространстве базальтоидов, процесса калишпатизации и плавления на месте, массивы кукульбейского комплекса – калишпатизации, плавления и постмагматического метасоматоза (раскисление пород), амананского комплекса – калишпатизации и плавления, сретенского комплекса – калишпатизации, амуджиканского комплекса (имеются в виду только крупные массивы) – базальтоидного магматизма и калишпатизации. Существуют отдельные массивы, которые обычно не относятся к определенным комплексам. Например, Курунзулаевский массив является продуктом лишь калишпатизации в мезозое палеозойских пород.

Пять типов минеральных ассоциаций с сохранением последовательности их формирования позволяют построить 32 типа их сочетаний. Каждый из них мы назвали комбинаторной формацией. Всего возможны 32 комбинаторные формации. Если p – базальтоиды, c – плагиоклаз, b – калишпат, h – аплит, a – кварц или гранофир, то шахтаминский комплекс относится к формации pbh , кукульбейский – bha , амананский – bh , сретенский – b .

Подобная генетическая интерпретация данных о полихронности пород позволяет понять причины прекращения в литературе спора о генезисе гранитоидов. Действительно, спор по принципу исключенного третьего (метасоматические или магматические) бесперспективен, так как порода определенного генезиса не имеет, определенный генезис имеет лишь минеральная ассоциация, а породы в общем полигенны. Породы формаций ph – магматические, pb или ha – магматически-метасоматические и т.д.

Таким образом, как в эмпирическом, так и в генетическом плане осуществлен переход к множественным моделям гранитоидов. Геологическая реализация множественного подхода выражается в переходе к картированию не пород, а минеральных ассоциаций. Иными словами, картируются, например, не граниты, а их составляющие в виде аплита или калишпата.

Установлено, что для ряда минеральных ассоциаций Кличкинско-Дарасунская сквозная структура является барьером. Так, базальтоидная и в основном роговиковая минеральные ассоциации сосредоточены восточнее ее осевой линии. Здесь же расположена среднеюрская калишпатовая минеральная ассоциация. Верхнеюрская калишпатовая минеральная ассоциация, наоборот, находится западнее осевой линии сквозной структуры. Существование поперечного барьера подтверждается также данными геохронологии. Так, установлено, что геохрона 170 млн. лет совпадает с осевой линией Кличкинско-Дарасунской сквозной структуры.

Во II части работы на базе созданных множественных моделей исследованы теоретико-множественные модели пород. Под теоретико-множественными моделями, в первую очередь, подразумеваются модели типа аналитической (алгебраической) лингвистики. При этом

в качестве алфавита использовано множество минеральных ассоциаций. Каждая порода представляет последовательность минеральных ассоциаций и сопоставляется слову. Множество слов образует петрографический язык. Установлены петрографические языки для каждого из изученных массивов. Последние исследовались разными методами, один из которых назван методом изоморфизма. Так, взаимозаменяемые в контексте минеральные ассоциации названы изоморфными (в математике это дистрибутивные элементы множеств). Изоморфизм фиксирует тесную связь между формированием разных минеральных ассоциаций. Его противоположностью служит антиизоморфизм (дополнительная дистрибуция) как проявление отсутствия связей. Имеющийся материал позволяет утверждать, что в основном связь между минеральными ассоциациями в массивах промежуточная между изоморфизмом и антиизоморфизмом (эквивалентная дистрибуция) и носит антиизоморфный характер. К таким образованиям относится, например, Шахтаминский массив. Другие особенности присущи процессу формирования Буторихинского массива, каждая минеральная ассоциация которого полностью самостоятельна (крайнее выражение полихронности). К этому же типу относится Северо-Сарбакутский массив. В общем устанавливается, что массивы с антиизоморфизмом минеральных ассоциаций имеют тенденцию к расположению по периферии мегасвода Восточного Забайкалья.

Кроме изоморфизма, для всех изученных массивов сравнены мощности петрографических алфавитов, в какой-то мере отражающие степень сложности массивов. В результате выявлен максимум сложности пород, приходящийся на район Пуринского массива. Последний находится в центре мегасвода, или d -структуры. Следовательно, центральная часть d -структуры характеризуется наиболее длительным развитием, выполняя роль подводящего канала для плутонических проявлений. Такая же закономерность обнаруживается при исследовании мощности петрографических языков массивов, которая колеблется от 0 до 40. Наибольшие значения расположены в центре мегасвода. Ядро мегасвода фиксируется также по массивам, в которых развиты минеральные ассоциации как в дополнительной, так и в эквивалентной дистрибуции.

При лингвистических исследованиях мы использовали представление породы в виде упорядоченного множества минеральных ассоциаций. Кроме этого, рассматривались модели, построенные на базе неупорядоченных множеств минеральных ассоциаций. Главным результатом этой части исследований является построение алгебраической текстурной модели пород, а также алгебраической модели геологической карты.

Графическим вариантом теоретико-множественных построений является граф. Теорию графов можно рассматривать как часть теории множеств. Метод построения графа, соответствующего определенным геологическим и петрографическим соотношениям в сочетании с дифференцированием пород на составляющие их минеральные ассоциации, оказался полезным во всех отношениях. В частности,

он очень нагляден и удобен для составления схем формирования пород.

Сначала в виде графа дается схема формирования породы. Назовем его графом первого уровня. В пределах обнажения обычно имеется несколько разновидностей пород, поэтому объединяя графы, можно создать граф второго уровня, или композицию обнажения. Далее таким же образом строится композиция массива, комплекса, формации и, наконец, петрографической провинции. В своей работе мы опустили большинство промежуточных стадий и по графам пород сразу построили композиционные графы массивов, а впоследствии — Восточно-Забайкальской петрографической провинции. Так как все изученные породы моделируются подграфами этого графа, то появляется возможность построить иерархическую систему классификации пород.

Используя граф, нам удалось довольно наглядно отразить результаты изучения структурной равновесности и неравновесности плутонических пород. Именно поэтому материалы, касающиеся геолого-петрографического, а не математического изучения материала, помещены в раздел о формализации данных, а не в геолого-петрографический. Закономерности структурной равновесности и неравновесности пород, изложенные на языке теории графов, имеют и самостоятельное петрографическое значение. Математический аппарат применяется в данном случае не только потому, что он дает возможность выявить новые закономерности, но и потому, что на геологическом языке подчас изложить их практически невозможно.

Использование понятийной базы теории графов дает возможность применить около 40 новых принципов классификации пород. Каждый из них позволяет провести на геологической карте новые разграничительные линии и по-новому осмыслить закономерности формирования пород.

Известно, что визуально наблюдаются лишь поверхностные закономерности формирования вещества, а глубинные и самые важные закономерности почти всегда скрыты. В геологии это особенно резко проявилось при металлогенических исследованиях. Так, например, существуют структуры земной коры, наблюдаемые визуально, и можно проводить металлогенический анализ, ориентируясь именно на них. Кроме того, имеются так называемые скрытые, более глубинные структуры. Сейчас установлено, что скрытые структуры для металлогенического анализа имеют большее значение, чем визуально наблюдаемые. Таким образом, завуалированность структур в данном случае выступает как их объективное свойство. По мере перехода к изучению именно таких свойств Земли роль математики в геологии должна неизбежно повышаться, и наступит такой момент, когда без математического аппарата уже нельзя будет ни открыть новых явлений, ни изложить материал, касающийся их особенностей.

Эти соображения важны не только в общих чертах, но и для нашей тематики в частности. Дело в том, что большинство классификационных принципов для плутонических пород имеют свои геоло-

гические эквиваленты, т.е. можно на неформальном уровне пояснить, о чем идет речь. Однако в ряде случаев такой эквивалент найти не удалось, иногда абстракция достигает столь высокого уровня, что на обычный геологический язык она уже не переводится. Сюда относятся, например, принцип классификации пород по хроматическому числу. Этот принцип не удастся изложить на геологическом языке, однако, как показано в нашей работе, при его использовании получены новые геологические закономерности.

Классификация пород частично связана с изучением их математических свойств (параметров). В данной работе использованы элементарные средства, позволяющие изучать математические свойства пород. Однако уже на первом этапе развития подобного направления получены интересные результаты методического и практического характера.

Методический интерес изучения математических свойств пород заключается в появлении нового метода исследования вещества.

В принципе проблему формализации можно решать двояко. Во-первых, можно, образно выражаясь, на множество пород накинуть сеть с заранее заданным размером ячейки. В результате часть пород "пройдет" через эти ячейки, а часть останется. Таким путем все множество пород разбивается на два класса эквивалентности. Этот метод формализации "сверху" можно условно назвать аксиоматическим, ибо мы аксиоматически задаем размер ячейки. По такому пути пошли геологи и математики Новосибирской школы, например Ю.А. Воронин. Второй путь начинается не сверху, а "снизу", т.е. в данном случае мы не задаем никаких параметров, а представляем породу в виде каркаса из минералов и оцениваем математические свойства этого каркаса. Этот путь можно назвать конструктивистским.

Мы пошли именно конструктивистским путем при формализации геолого-петрографических данных, т.е. дифференцировали объект петрографического изучения — породу — до стадии, когда ее можно представить как множество неделимых далее геологическими методами элементарных единиц, и построили каркас породы в виде графа с той или иной нагрузкой на вершины и ребра. Этот каркас, или граф, можно изучать с абстрактных позиций, тем самым мы приступили к конструктивистскому изучению математических свойств пород.

Всего рассмотрено около 40 математических параметров пород. Так, например, удалось числом оценить степень сложности породы, степень ее неоднородности, структурной компактности, математической плотности, симметричности и др. Все эти свойства пород имеют не только прикладной, но и самостоятельный познавательный интерес. Действительно, почти все существующие ныне науки интересуются свойствами симметрии своих объектов изучения, и только мы почти ничего не знаем о симметрии своих объектов (пород). В этом отношении приведенные в работе числа относительно симметрии, сложности, компактности и других параметров представляют самостоятельный интерес.

Благодаря своей наглядности особенно важно изучение геометрии пород, которое возможно при использовании их моделей в виде графов. Так, например, нами выделены классы пород, развивающиеся по точечной, линейной, треугольной и сложной схемам.

Один из математических параметров получил название k -сплетенности. Он отражает степень структурной вязкости породы. Изучение значений k -сплетенности показало удивительное постоянство числа (1,8) для мезозойских аплитов Восточного Забайкалья. В этом мы видим намек на то, что путем изучения математических свойств пород можно получить геологические константы, которые, в свою очередь, позволят выявить геологические законы в точном смысле этого слова.

Главным в разделе, касающемся теоретико-множественных моделей пород на базе графов, мы считаем открывшуюся возможность изучать математические свойства конкретной породы. Поясняя свою мысль, можно сказать следующее. До сих пор в геологии в основном использовался аппарат математической статистики. Этот аппарат позволяет изучать множества пород, но не приспособлен для изучения одного штуфа или шлифа. Тем самым мы получаем математические характеристики множеств пород, но не можем их картировать, что не позволяет использовать набор собственно геологических методов. В этом отношении предлагаемая методика дополняет статистические методы. Применение графа, конечно, не ограничивается исследованием структурной равновесности пород. В зависимости от поставленных задач может задаваться разная нагрузка на вершины и ребра графа, что позволяет решать на графе разнообразные задачи геологии.

В основе практического использования предлагаемой методики лежит то соображение, что любое свойство пород можно картировать. Так же, как мы картируем структурные типы пород, их цвет, зернистость, состав и др., можно картировать формальные признаки пород. Такое картирование имеет столь новую окраску и основано на столь, казалось бы, далеких от геологии принципах, что подчас мы получаем совершенно неожиданные результаты. Часть же материала лишь подтверждает или по-новому фиксирует уже известные геологические структуры. В работе изложен материал, как подтверждающий что-либо известное, так и новый. Практические приложения для удобства мы обобщим здесь в виде тех выводов, которые получены нами.

I. При анализе теоретико-множественных моделей пород выявлены мегасводы Восточного Забайкалья. Так, например, мегасвод с центром в Акатуевско-Пуринском районе обнаружен при анализе мощности петрографического алфавита Γ и общей схемы распределения дистрибуций минеральных ассоциаций. Ядро этого мегасвода фиксируется при анализе мощности петрографического словаря Φ , общей схемы распределения в пространстве дистрибутивного отношения между минеральными ассоциациями, максимальной частоты встречаемости эквиполлентной дистрибуции и по количеству T -дистрибутивных семейств пород.

В пределах изученной территории по ряду параметров выделен Шахтаминско-Акатуевский район. Только здесь распространены математически блоковые аплиты. По последним данным, этот район представляет купольную структуру, поэтому можно считать, что перечисленные типы пород фиксируют эту структуру. Вместе с тем Шахтаминско-Акатуевский район представляет ядерную часть мегасвода Восточного Забайкалья, выделяемого по морфоструктурным данным. Поэтому те же параметры фиксируют ядро мегасвода. По данным распределения в пространстве значений хроматического числа $\gamma(G)$ выявлен мегасвод в Курунзулаевско-Алдакачанском районе. Он фиксируется также по максимальным значениям математической плотности $\phi(G)$ мезозойских аплитов Восточного Забайкалья. Такое совпадение подтверждает существование второго мегасвода в Восточном Забайкалье. Поэтому неизбежен вывод о частичном перекрытии или об интерференции мегасводов в краевых частях. На участке интерференции мегасводов расположена Кличкинско-Дарасунская рудоконцентрирующая структура. Этот вывод важен в металлогеническом отношении. Существование одной мегасводовой структуры в Восточном Забайкалье не объясняет, почему на западе Восточного Забайкалья развито оловянно-вольфрамовое, а на востоке - свинцово-цинковое и молибденовое оруденение. С учетом же существования двух мегасводов можно сказать, что оловянно-вольфрамовое оруденение контролируется западным мегасводом, а свинцово-цинковое и молибденовое - восточным мегасводом. Так как мегасводы интерферируют между собой, то в промежуточной зоне существуют оба типа оруденения.

Данные математико-лингвистического анализа пород (например, анализа мощности множества Γ) показывают, что к юго-востоку от восточного мегасвода существует свод в районе Запокровского массива. Так как мы не изучали восточную половину этой структуры, то соответствующий материал приводится в порядке постановки вопроса.

При исследовании явления омонимии и мощности множества Γ обнаружена также концентрическая структура с центром в районе Северо-Сарбактуйского массива. В северном крыле этой структуры находится Балейское золотое месторождение.

II. Ко второму крупному классу структур эпохи тектоно-магматической активизации относятся сквозные рудоконцентрирующие структуры линейного плана. Нами разработана методика изучения подобных структур на примере Кличкинско-Дарасунской.

Удивительно четко она выделяется при изучении разбиения P петрографического алфавита Γ . Так, она служит барьером для единичных разбиений. Кроме того, Кличкинско-Дарасунская структура определяется при анализе множественных моделей пород по принципу теоретико-множественного включения. Особенно разнообразные и многочисленные данные о существовании Кличкинско-Дарасунской структуры получены при исследовании графов пород.

1. Зона формирования минимизирующихся аплитов имеет северо-западное простирание. Ее осевая линия совпадает с осевой линией Кличкинско-Дарасунской структуры. Здесь в виде компактной группы оказались массивы, принадлежащие к разным комплексам (шахтаминский, сретенский, цаган-олуевский).

2. При исследовании максимальных значений k -сплетенности аплитов установлена узкая линейная зона северо-западного простирания резко повышенных значений числа k , идущая вдоль оси Кличкинско-Дарасунской структуры. Можно сказать, что в пределах Кличкинско-Дарасунской структуры расположены самые структурно "вязкие" аплиты Восточного Забайкалья.

3. При изучении минимальных значений степени математической сложности аплитов выявлена зона наибольших значений числа $a(G)$, вытянутая в северо-западном направлении и расположенная в пределах Кличкинско-Дарасунской структуры. Минимальные значения числа $a(G)$ сосредоточены восточнее сквозной структуры, а промежуточные — западнее структуры.

4. При изучении максимальных значений числа $a(G)$ тоже обнаружена линейная северо-западная зона максимальных значений, совпадающая с осевой частью Кличкинско-Дарасунской структуры.

5. Анализ минимальных значений цикломатического числа $\lambda(G)$, определяющего количество замкнутых циклов в структуре аплитов, показывает, что нулевые значения $\lambda(G)$ расположены восточнее осевой линии Кличкинско-Дарасунской структуры, а ненулевые значения — западнее ее осевой линии.

6. Четкая картина выявилась при анализе максимальных значений числа $\lambda(G)$. Максимум значений числа $\lambda(G)$ проходит вдоль оси структуры. Кроме того, установлен сравнимый по мощности (но не по занимаемой площади) максимум в районе Алдакачанского массива.

7. Западное ограничение Кличкинско-Дарасунской структуры фиксируется при анализе минимальных значений хроматического числа $\gamma(G)$ аплитов. К востоку от разграничительной линии отмечаются значения $\gamma(G) = 2$, а к западу $\gamma(G) = 3$.

Таким образом, Кличкинско-Дарасунская сквозная структура однозначно может быть выделена на основании приведенных данных. Установлено также, что в пределах изученной части Восточного Забайкалья другой такой структуры нет.

По комплексу данных выявляется структура, обрамляющая отрезок Кличкинско-Дарасунской структуры. Так, в ее пределах расположены массивы, содержащие только математически плотные и только связанные аплиты, здесь же находятся аплиты с нулевым значением k -сплетенности. В ядре этой структуры обнаружены математически блоковые аплиты.

Кроме северо-западной поперечной структуры, установлены широтные и меридиональные сквозные структуры. Так, например, по данным исследования минимальных значений математической плотности $\phi(G)$ аплитов, в изолиниях в общем северо-западного простирания наблюдаются отклонения широтного направления.

III. Математические изыскания на геологическом материале позволяют выдвинуть ряд новых положений структурной геологии, например, об интерференции сводов и мегасводов. Другое положение заключается в том, что сводовые (купольные) и сквозные структуры различного направления можно рассматривать в качестве элементарных единиц тектонического анализа. Кроме того, выделяются тектонические сложные структуры, которые представляют результат влияния нескольких простых структур. Сложные структуры выделяются по суммарному эффекту влияния каждого из типов простых структур.

IV. Математическое исследование пород позволило провести математическое описание массивов, которое в сравнительном аспекте представляет самостоятельный интерес. Кроме того, эти данные интересны для первого знакомства с абстрактными свойствами объектов геологии.

V. Математические методики позволили также провести сравнительное исследование определенных формаций пород. Так, например, в работе приведена довольно полная математическая характеристика аплитовой формации.

ЛИТЕРАТУРА

- Зыков А.А. Теория конечных графов. Новосибирск, изд-во "Наука", 1969.
- Краснобаев А.А. Морфологические особенности и α -свинцовый возраст цирконов из различных геологических образований Урала. - В кн. "Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г." Изд-во "Наука", 1966.
- Маркус С. Теоретико-множественные модели языков. Изд-во "Наука", 1970.
- Миронов Ю.П. О гетерогенных мезозойских гранитоидах в Восточном Забайкалье. - В кн. "Новые данные по магматизму и минерализации в рудных районах Востока СССР". Изд-во "Наука", 1971.
- Томсон И.Н. О рудоконцентрирующих структурах Восточного Забайкалья. - В кн. "Новые данные по магматизму и минерализации в рудных районах Востока СССР". Изд-во "Наука", 1971.
- Томсон И.Н., Кочнева Н.Т. Верхнемезозойские сводовые поднятия Восточного Забайкалья. - Сов. геология, 1969, № 12.
- Фогельман Н.А. Типы глубинных разломов и их роль в тектоническом развитии области. - Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, 1965, № 9.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение.	3
Часть I. МНОЖЕСТВЕННЫЕ МОДЕЛИ ГРАНИТОИДОВ	
Некоторые сведения о геологическом строении Забайкалья.	6
Данные о многоактности плутонических пород	10
Акатуевский массив.	-
Шахтаминский массив.	22
Северо-Сарбактуйский массив.	25
Буторихинский массив.	27
Алиинский массив.	30
Пуринский массив.	32
Некоторые данные о многоактности пород других массивов	41
Генетическая интерпретация многоактности гранитоидов.	87
Геологическая реализация множественного подхода к изучению гранитоидов.	90
Часть II. ТЕОРЕТИКО-МНОЖЕСТВЕННЫЕ МОДЕЛИ ГРАНИТОИДОВ	
Используемый математический аппарат.	98
Модели петрографического языка на базе аналитической лингвистики.	113
Геологическая интерпретация понятий аналитической лингвистики.	-
Математическая характеристика конкретных массивов.	122
Геологические приложения.	140
Теоретико-множественные (и алгебраические) модели на базе неупорядоченных множеств.	151
Классификация пород по принципу алгебраического включения -	
Алгебраическая модель породы (формализация текстурного анализа породы).	156
Алгебраическая модель геологической карты (элементы фор- мализации геокартирования).	160
Модели пород в виде графа.	161
Методика построения модели.	-
Методика изучения математических свойств пород и некото- рые новые принципы их классификации.	173
Использование методики на примере картирования Акатуев- ского массива.	183
Пример петрографического и математического изучения ме- зозойских аплитов Восточного Забайкалья	192
ОБОБЩЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ МНОЖЕСТВЕН- НЫХ И ТЕОРЕТИКО-МНОЖЕСТВЕННЫХ МОДЕЛЕЙ ПОРОД.	217
Литература.	226

Юрий Петрович Миронов

**ТЕОРЕТИКО-МНОЖЕСТВЕННЫЕ
МОДЕЛИ ГРАНИТОИДОВ**
(Восточное Забайкалье)

Утверждено к печати Институтом геологии
рудных месторождений, минералогии,
петрографии и геохимии

Редактор издательства Т.А. Николаева
Обложка художника В.С. Артемьева
Художественный редактор С.А. Литвак.
Технический редактор Е.К. Полукарова

Подписано к печати 19/IV-75г. Т-02171
Усл.печ.л. 14,25+вкл. О,37. Уч.-изд.л. 13,8.
Формат 60×90 1/16. Бумага офсетная № 1.
Тираж 800 экз. Тип.зак. 4 Цена 1р. 39 коп.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП,
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

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

1 р. 39 к.

1634