

ГРАНИТОИДЫ В СТРУКТУРЕ ПЛАТИНОНОСНОГО МАССИВА ДЕНЕЖКИН КАМЕНЬ (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

А.А. Ефимов

На первой геологической карте, составленной Е.П. Молдаванцевым [1925], в восточной части массива Денежкин Камень было выделено поле гранитоидных пород – главным образом кварцевых диоритов. Е.П. Молдаванцев указывал на признаки интрузивного контакта гранитоидов с габбро и на наличие среди них многочисленных включений основного состава, обычно мелкозернистых («роговообманковых беербахитов»). Сколько-нибудь детальные сведения о веществе гранитоидов в литературе отсутствуют; в более поздней работе О.А. Воробьевой и др. [1962] приводятся в основном те же данные Е.П. Молдаванцева. Детальная геологическая съемка массива, выполненная автором и его сотрудниками, позволила уточнить представления о геологии и вещественном составе гранитоидов Денежкина Камня.

На магнитных картах массив отчетливо выделяется на фоне слабوماгнитного окружения как единое округлое тело размерами примерно 20 × 30 км с отчетливым внешним контуром. В этот контур вписывается монолитное гранитоидное тело с наибольшими размерами около 10×15 км, магнитное поле над которым ниже, чем над габбровой частью массива, но заметно выше, чем над вмещающими вулканитами на юге и востоке. Гранитоиды слагают обширную депрессию в рельефе, ограниченную на западе склонами хребта Денежкина Камня, на востоке – габбровым блоком Черной Сопки, а на юге – доли-

ной р. Сосьвы (рис. 1). Эта заболоченная депрессия, носящая название Шарпинского болота и дренируемая рр. Шарпом и Сосьвой, плохо обнажена. Восточная и южная границы гранитоидного тела скрыты под рыхлыми отложениями. Западный контакт с габбро и поперечное сечение наиболее широкой его части доступны наблюдению в разрезе по р. Сосьве. Ниже устья ее левого притока – речки Каменки – на протяжении около 3 км прослеживаются почти непрерывные береговые выходы, сложенные довольно однообразными габбро-норитами, обычно в той или иной степени амфиболизированными, сменяющиеся затем выходами гранитоидов. Последние продолжают с небольшими перерывами на протяжении почти 8 км до устья крупного правого притока Сосьвы – р.Тонги – и несколько ниже него. Непосредственный контакт гранитоидного тела с габбро-норитами не обнажен – крайние выходы тех и других пород разделены небольшим закрытым промежутком. В габбро-норитах лишь в одном пункте – примерно в 500 м от контакта – встречена дайка кварцсодержащих диоритов мощностью до 20 м.

В гранитоидах, внешне довольно однообразных, массивных, на всем протяжении разреза наблюдаются изолированные, беспорядочно распределенные, редкие или многочисленные, группирующиеся в скопления, включения основного состава, «плавающие» в гранитоидной массе (рис. 2, 3). Эти включения, обычно мелкозер-

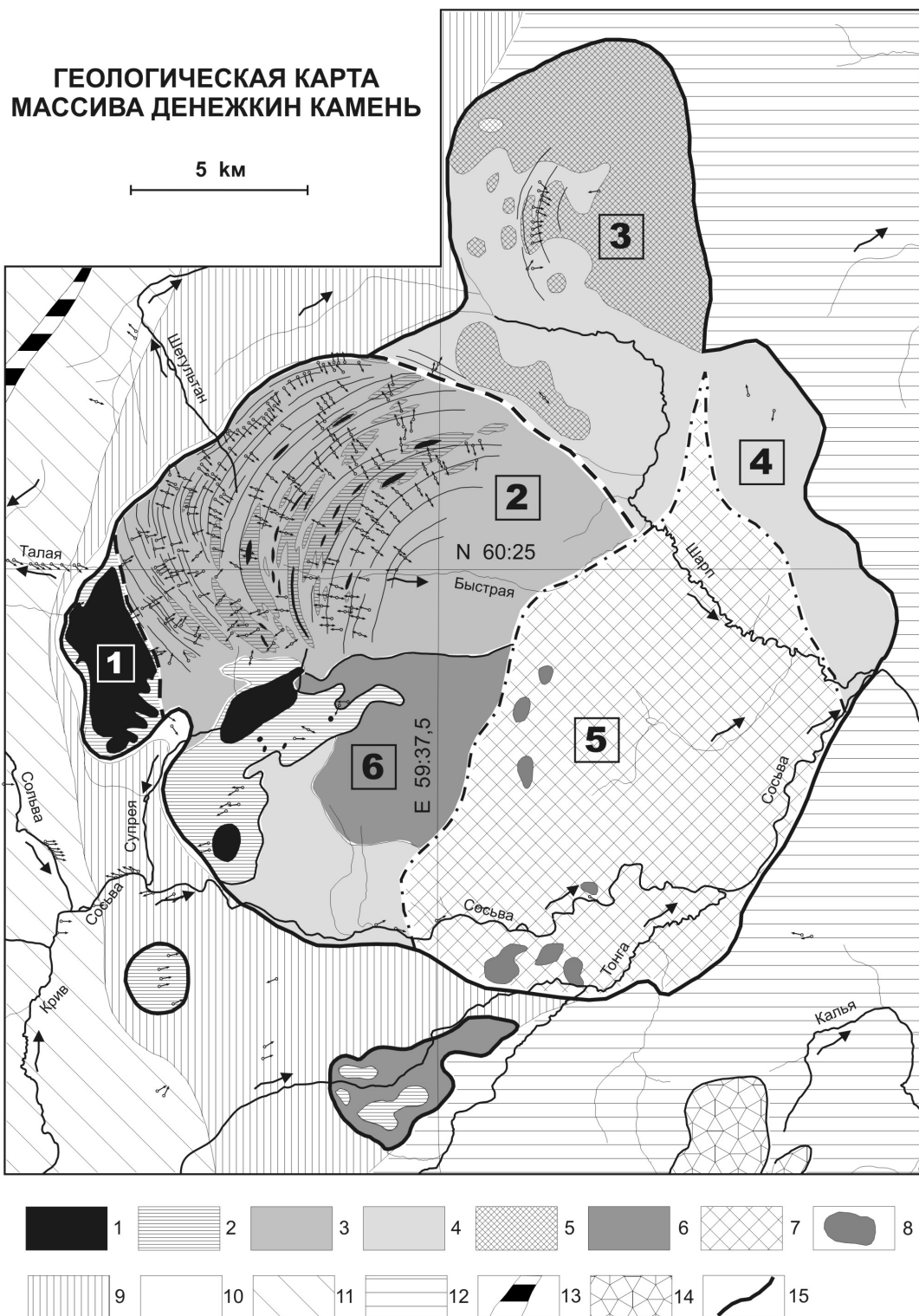


Рис. 1. Геологическая карта платиноносного массива Денежкин Камень (по данным геологических съемок А.А. Ефимова и Л.П. Ефимовой).

1 – дуниты; 2 – клинопироксениты; 3 – тылаиты и оливиновые габбро горячего меланжа; 4 – габбро-нориты; 5 – оливиновые габбро; 6 – роговообманковые габбро; 7 – кварцевые диориты и тоналиты; 8 – крупные блоки габбро в гранитоидах; 9 – амфиболиты; 10 – породы динамотермального ореола (роговики, кытлымиты); 11 – зеленые сланцы ордовика; 12 – силурийские вулканиты; 13 – серпентиниты Салатимского пояса; 14 – гранитоиды Высотинского комплекса; 15 – внешний тектонический контакт массива.

Структурные единицы массива (жирные цифры на рисунке): 1 – дунит-пироксенитовый блок Желтой Сопки; 2 – блок горячего меланжа; 3 – блок Журавлева Камня; 4 – блок Черной Сопки; 5 – поле гранитоидов Шарпинского болота; 6 – поле роговообманковых габбро серебрянского типа.

нистые, округлой или линзовидной формы, иногда субпараллельно ориентированные, имеют, как правило, небольшие размеры – до 0,5-0,8 м по длинной оси – и довольно резкие контуры. Мелкие включения иногда теряют четкость очертаний, превращаясь в неясные шлировидные пятна. Имеется непрерывный морфологический ряд от резко ограниченных включений до веретенообразных и линзообразных мелкозернистых темных шлиров в однообразной гранитоидной массе. В местах, где включения обильны, во вмещающем кварцевом диорите обычно уменьшается количество кварца, он явно базифицируется, превращаясь в породу типа диорита. В двух пунктах средней части разреза в кварцевых диоритах наблюдались очень крупные, в десятки метров, включения, сложенные породой габбрового облика, грубозернистой, совершенно массивной, с крупными идиоморфными выделениями роговой обманки.

В гранитоидном теле можно выделить два главных элемента: гранитоидную матрицу, варьирующую по составу от диорита до кварцевого диорита, тоналита и гранодиорита (кварцевый диорит преобладает), и содержащиеся в ней включения – по-видимому, в разной степени переработанные ксенолиты основного состава. Матрица внешне однородна, массивна, местами со слабо выраженной ориентировкой минеральных скоплений и включений, слагающие ее петрографические разности связаны неуловимо-постепенными переходами и различаются в естественных выходах с трудом. Каких-либо признаков интрузивных фаз, повторных внедрений и т.п. не обнаружено. Что касается базитовых включений, то достаточно отчетливо выделяется два упомянутых типа – мелкие (мелкозернистые, роговиковоподобные) и редко встречающиеся крупные (грубозернистые, габброподобные). Переходные разности между этими двумя типами, по-видимому, отсутствуют. Внутри гранитоидного поля в ряде мест отмечены еще более крупные, в сотни метров, изолированные тела округлых очертаний, представляющие собой, по-видимому, блоки (ксенолиты) габбровой «рамы». Как правило, выходы таких блоков выделяются в рельефе депрессии в виде небольших вершинок; внешние их контакты всегда закрыты.

Микроструктура гранитоидов гипидиоморфнозернистая, выраженная сочетанием более или менее идиоморфных таблиц плагиоклаза – андезина, иногда с довольно отчетливой

зональностью (от An_{50} во внутренних зонах зерен до An_{30} - An_{40} во внешних), и цементирующих их ксеноморфных выделений оптически однородного калишпата и кварца; фемические минералы представлены зеленой роговой обманкой и, в меньшей степени, биотитом. Количественные соотношения главных минералов изменяются в довольно широких пределах. Обычна примесь магнетита, сфена, апатита.

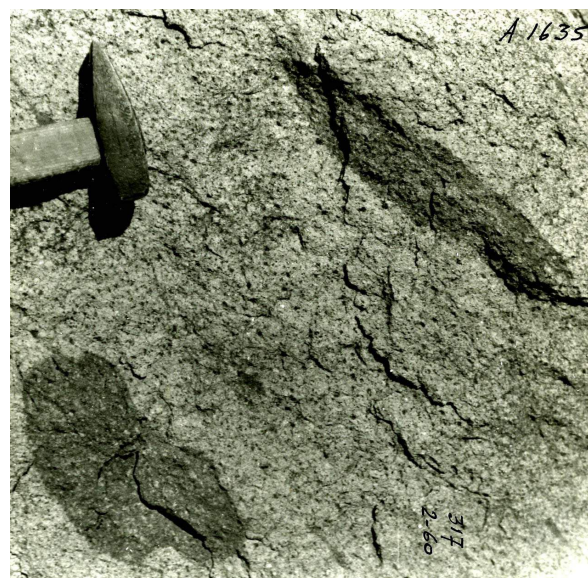


Рис. 2. Мелкозернистые метабазитовые включения, «плавающие» в кварцевых диоритах разреза по р. Сосьве.



Рис. 3. Включения в кварцевых диоритах.

Массивная среднезернистая гранитоидная матрица содержит включения метабазитов, резко отличающиеся от нее мелкозернистой гранобластовой (роговиковой) структурой и составом (в основном плагиоклаз + роговая обманка). В мелкозернистой массе видны новообразованные порфиробласты плагиоклаза.

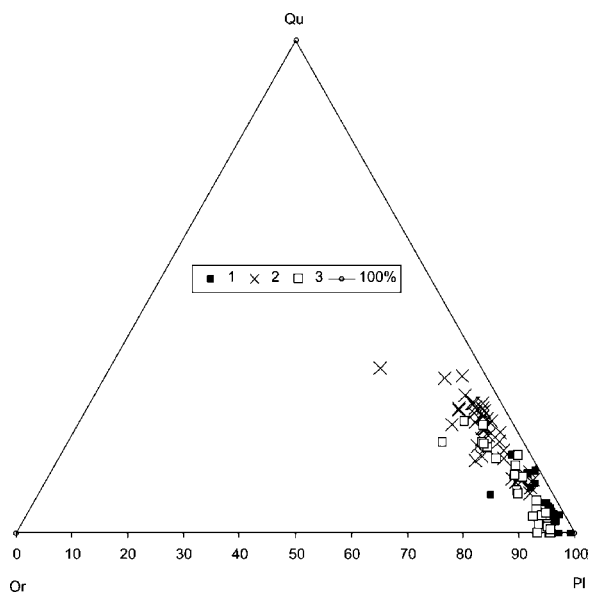


Рис. 4. Классификационная диаграмма Or-Pl-Qu.

Условные обозначения: 1 – вмещающие габбро-нориты; 2 – гранитоиды; 3 – ксенолиты в гранитоидах; 100% – точки 100%-ного содержания компонентов.

Мелкозернистые включения в гранитоидах обычно имеют хорошо выраженную гранобластовую (роговиковую) микроструктуру, изотропную, без признаков какой-либо директивности. Они сложены главным образом плагиоклазом состава, близкого к таковому гранитоидов, и зеленой роговой обманкой, к которым иногда присоединяются клинопироксен, кварц и в виде примеси – биотит, магнетит, сфен, апатит. Реликтовые структуры и минералы первичного субстрата в них отсутствуют, потому их можно в

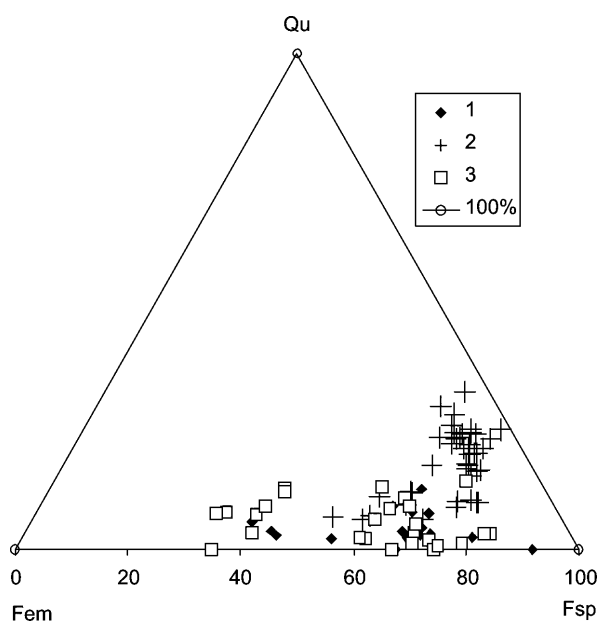


Рис. 5. Диаграмма Fem-Pl-Qu.

Условные обозначения те же, что на рис. 4.

целом определить как *метабазиты*, апогаббровая природа которых весьма вероятна.

Три петрографические группы пород разреза – вмещающие габбро-нориты, гранитоиды и метабазиты ксенолитов, – представляют достаточно обособленные, но не изолированные химические множества. На классификационной диаграмме Or-Pl-Qu (рис. 4) все три группы продолжают одна другую и частью перекрываются, в целом образуя непрерывный химический ряд, главными особенностями которого являются переменное содержание нормативного кварца – от 0 до 35 % – и невысокое (редко превышающее 1:10 в наиболее богатых нормативным кварцем разностях) отношение Or/Pl. В этих координатах непрерывный химический тренд гранитоидов соответствует кварцевому диориту-тоналиту. В целом это натровая серия с переменным содержанием нормативного кварца (от ~ 10 до 32 %) и фемического компонента (от 5 до 30 %). Преобладают тоналиты с 20-30 % кварца и 10 % фемического компонента, и лишь единичные анализы соответствуют низкокалиевому гранодиориту. Состав нормативного плагиоклаза гранитоидов находится в пределах от An_{30} до An_{60} ; при преобладании андезина An_{30} - An_{40} (рис. 5).

Две химические группы базитов – вмещающие габбро-нориты и породы ксенолитов – частично перекрываются, продолжая одна другую. При этом нормативный плагиоклаз габбро-норитов находится в диапазоне An_{80} - An_{55} , в то время как для ксенолитов характерен диапазон An_{60} - An_{30} , т.е. такой же, как для гранитоидов. Содержание нормативного Or в сумме полевых шпатов в ксенолитах выше, чем в габбро-норитах, и в некоторых случаях достигает значений, характерных для гранитоидов. То же можно сказать и о содержании нормативного кварца. Содержание фемического компонента в габбро-норитах и в ксенолитах близки (рис. 6). Таким образом, химическое множество ксенолитов отличается от такового габбро-норитов большим содержанием кремнезема и щелочей, приближаясь в этом отношении к гранитоидам, т.е. обнаруживает тенденцию *гранитизации*.

Всем породам разреза свойственны высокие содержания стронция (300-1000 г/т), что вообще характерно для Платиноносного пояса. По этому параметру они почти неразличимы и образуют единый ряд, в котором содержание Sr в породе хорошо коррелирует с содержанием нормативного полевого шпата (рис. 7). Наиболее вы-

сокие концентрации РЗЭ свойственны габбро-норитам (60-95 г/т). Диапазон суммы РЗЭ в гранитоидах весьма широк – от 7 до 95 г/т, однако явно преобладают концентрации в диапазоне 25-65 г/т. Ксенолиты (40-70 г/т), по существу, связывают две эти группы в единый ряд по содержаниям РЗЭ (рис. 8). Отношение La/Yb в габбро-норитах находится в диапазоне 2,5-3,5, в гранитоидах – от 3 до 6, в ксенолитах от 2,5 до 3,5. В единичных случаях в гранитоидах, при минимальных суммарных содержаниях РЗЭ, отношение La/Yb достигает 10-25, при резком возрастании при этом Eu-аномалии. В целом спектры РЗЭ образуют компактный ряд от габбро-норитов и ксенолитов до гранитоидов.

Все изложенное подтверждает вывод Е.П. Молдаваницева [1925] о более позднем, по сравнению с габбро-ультрамафитовым комплексом, образовании гранитоидов Денежкина Камня. Доказательства их внедрения в габбро довольно ограничены: достоверные случаи кварц-диоритовых даек единичны, а столь ярко выраженные, как в плагиогранитах Кытлымского массива [Ефимов, Ефимова, 1967], краевые эруптивные брекчии здесь отсутствуют. На интрузивную природу гранитоидов указывают, главным образом, содержащиеся в них довольно многочисленные изолированные крупные блоки габбро, которые трудно рассматривать иначе как ксенолиты «рамы». Предположение о том, что все породы массива суть продукты дифференциации единой магмы, сейчас неприемлемо: интрузия гранитоидов имела место тогда, когда габбро-ультрамафитовый комплекс уже существовал как твердое тело, претерпевшее сложную тектоно-метаморфическую эволюцию [Ефимов, 1999].

Гранитоидная интрузия занимает в структуре массива позицию, близкую к таковой плагиогранитной интрузии Кытлымского массива: она как бы цементирует практически разобщенные габбро-ультрамафитовые блоки Денежкина Камня и Черной Сопки. Признаки интрузивного контакта с вулканогенным окружением не обнаружены. Можно предполагать, что гранитоидная магма заполнила камеру, образовавшуюся в глубинной зоне, в условиях тектонического растяжения, в результате

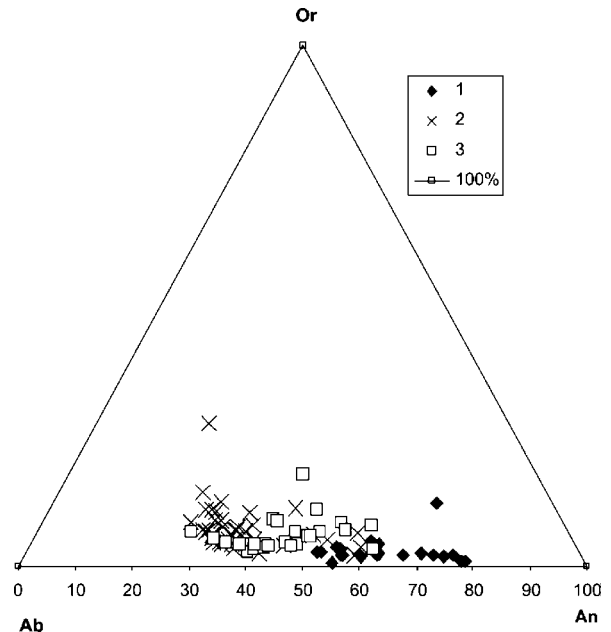


Рис. 6. Диаграмма Ab–An–Or состава нормативной силикатной части пород.

Условные обозначения те же, что на рис. 4.

раскола и расхождения фрагментов первично единого тела, до перемещения массива в верхнюю кору. Следовательно, интрузия является элементом структуры массива, аллохтонного по отношению к вулканогенному окружению.

Особый интерес с этой точки зрения представляют вышеописанные мелкозернистые включения. Эта группа (породы типа роговиков – «роговообманковых беербахитов»), по суще-

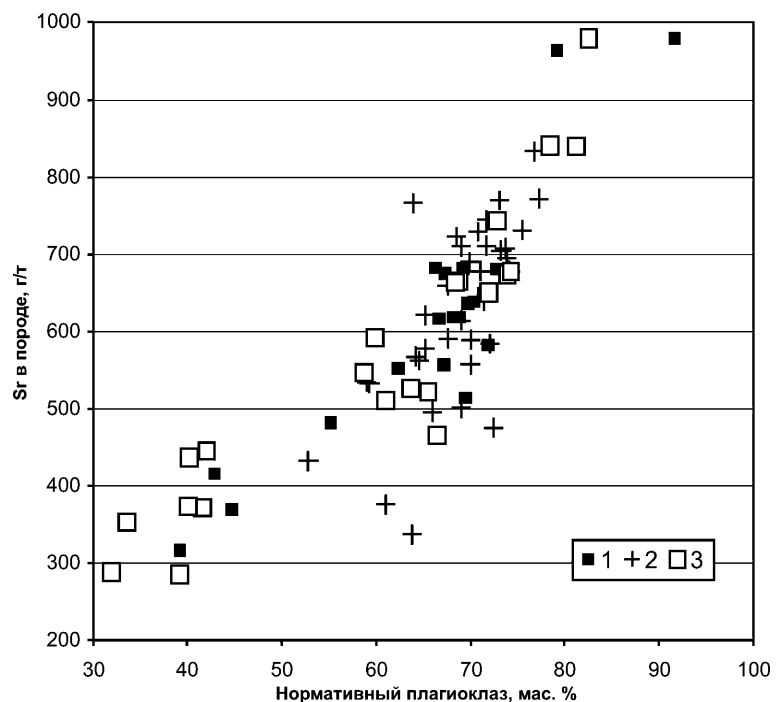


Рис. 7. Валовые концентрации Sr в породах. Условные обозначения те же, что на рис. 4.

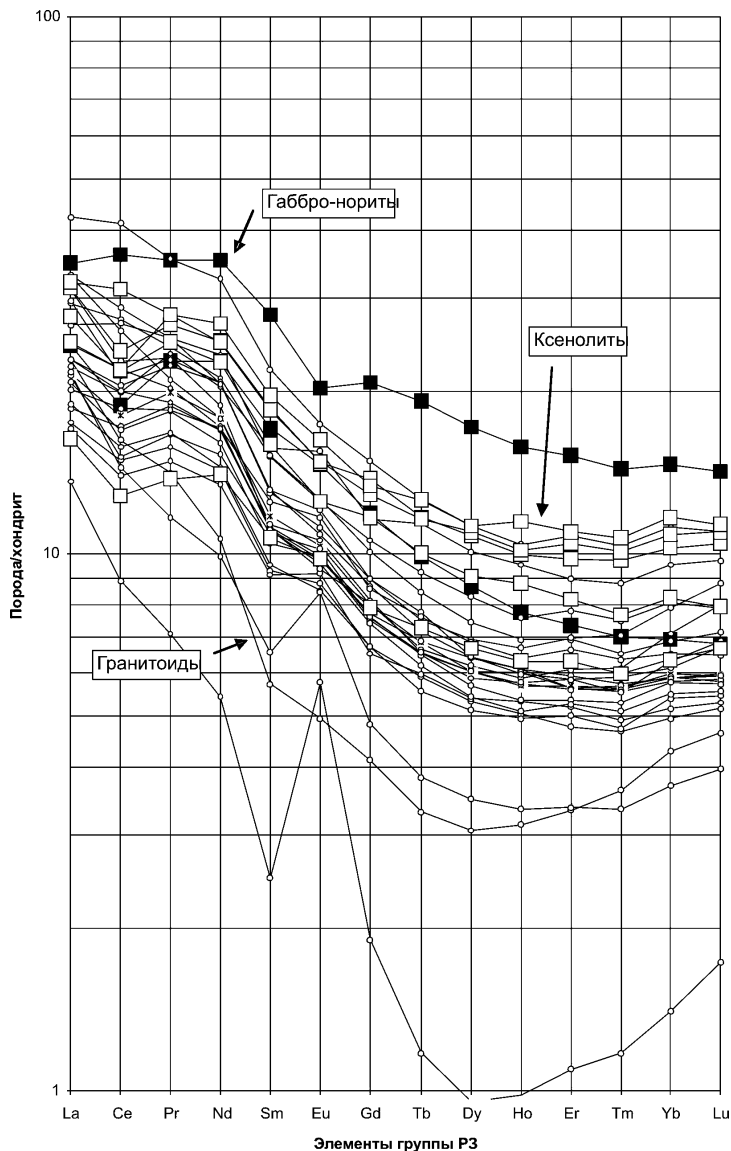


Рис. 8. Спектры редких земель вмещающих габбро-норитов, гранитоидов и метабазитовых ксенолитов в гранитоидах.

сенные магмой из глубинной зоны частичного плавления.

Два массива Платиноносного пояса – Кытлымский и Денежкин Камень – в принципе одинаковы во всем, что касается габбро-ультрамафитового комплекса. Однако включенные в их структуру гранитоидные комплексы существенно различны и связаны разве что высокими содержаниями стронция. Это может быть истолковано как признак того, что в глубинной зоне Пояса гранитоидные выплавки возникали в разобщенных очагах, но из одного субстрата и, возможно, в одно время. Проверка этого предположения вполне возможна: для Кытлымского массива недавно получены U-Pb методом надежные цифры изотопного возраста плагиогранитов – около 415 млн лет [Ефимов и др., 2005]. Было бы весьма интересно получить такие данные и для гранитоидов Денежкина Камня.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 04-05-96078 РФФИ-Урал).

ству, химически и петрографически дискретна; в них полностью отсутствуют какие-либо реликтовые структуры. Даже очертания включений, обычно далекие от явно обломочных, прямо не указывают на их ксенолитовую природу. Тем не менее, особенности их химической связи с габбро и гранитоидной матрицей позволяют считать их переработанными магмой (или захваченными ею уже значительно переработанными) фрагментами первично габброидного состава. Это специфическая особенность гранитоидов Денежкина Камня, совершенно не свойственная кытлымским плагиогранитам, переполненным ксенолитами «рамы». В данном случае, в отличие от крупных габбровых блоков и ксенолитов, которые являются местными включениями, мелкозернистые включения, по-видимому, можно рассматривать как реликты гранитизированного габбрового субстрата, выне-

Список литературы

- Воробьева О.А., Самойлова Н.В., Свешникова Е.В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала // Тр. ИГЕМ АН СССР. Вып. 65. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 319 с.
- Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив. М.: Недра, 1967. 336 с.
- Ефимов А.А. Платиноносный пояс Урала: тектоно-метаморфическая история древней глубинной зоны, записанная в ее фрагментах // Отечеств. геология. 1999. № 3. С. 31-39.
- Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л., Зиндерн С. и др. Новые U-Pb данные по цирконам плагиогранитов Кытлымского массива: изотопный возраст поздних событий в истории Платиноносного пояса Урала // Докл. АН. 2005. Т. 403. № 4. С. 512-516.
- Молдавцев Е.П. Геологические исследования Денежкина Камня в Северном Урале в 1924 г. (Предварительный отчет) // Изв. Геол. Ком. 1925. Т. 44. № 10. С. 945-958.