

УДК 551.242.3 (235.2)

ИНЪЕКЦИОННЫЕ КАРБОНАТНЫЕ И СИЛИКАТНО-КАРБОНАТНЫЕ КОМПЛЕКСЫ В КОЛЛИЗИОННЫХ СИСТЕМАХ НА ПРИМЕРЕ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

© 2013 г. Е. В. Скляр¹, В. С. Федоровский², А. Б. Котов³, А. В. Лавренчук⁴,
А. М. Мазукабзов¹, А. Е. Старикова⁴

¹ Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128

² Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., д. 7

³ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, д. 2

⁴ Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, д. 3

Поступила в редакцию 23.04.2012 г.

В пределах Ольхонской коллизионной системы раннего палеозоя (Западное Прибайкалье) выделено два типа инъекционных карбонатных и карбонатно-силикатных пород: синметаморфический мраморный меланж и жильные тела в амфиболитах, габброидах и сиенитах. Для мраморного меланжа характерно присутствие разноразмерных обломков силикатных пород (кристаллические сланцы, гнейсы, метагаббро, граниты). Предполагается его внедрение в силикатную матрицу в результате вязко-пластического течения. Жильные тела кальцитового, доломитового состава и карбонатно-силикатных пород характеризуются массивной текстурой и мелкозернистым строением. Нередко они ассоциируют с субсинхронными жилами гранитов и дайками долеритов, обнаруживая иногда признаки карбонатно-силикатного минглинга. Для этих жил предполагается внедрение порций карбонатного или карбонатно-силикатного состава на поздних стадиях синметаморфического тектогенеза. По своим изотопно-геохимическим и минералогическим характеристикам эти карбонатные породы отличаются от мантийных карбонатитов, и скорее всего их образование связано с плавлением осадочных карбонатных пород в нижней коре в присутствии водного флюида по модели, предложенной Д.Р. Ленцем [29]. Процессы сдвигового тектогенеза способствовали дренированию нижней коры и верхней мантии и обеспечивали поступление на верхние уровни коры карбонатного материала в виде выплавок и вязко-пластических смесей, равно как и коровых гранитов, а также порций мантийных базитовых расплавов. Инъекционные карбонатные породы описаны и в других метаморфических комплексах, в том числе в каледонидах Норвегии и в пределах Гималайской коллизионной системы.

DOI: 10.7868/S0016853X13020070

ВВЕДЕНИЕ

Карбонатные и карбонатно-силикатные породы традиционно считаются надежными индикаторами исходной стратификации метаморфических комплексов. На основании появления таких пород в разрезах обычно предполагается, что и ассоциирующие с ними гнейсы или кристаллические сланцы являются первично осадочными или вулканогенными породами. Магматические карбонатные породы — карбонатиты — встречаются гораздо реже и обладают специфическими изотопно-геохимическими и минералогическими характеристиками [23]. Поэтому, даже специфическая, явно “инъекционная” форма тел карбонатных пород в сложнотектонизированных метаморфических комплексах обычно не порождает сомнений в их первично осадочном происхождении (естественно, исключая карбонатиты), по-

скольку высокая пластичность карбонатных пород при больших температурах может быть причиной их выжимания, перемещения и внедрения на отдельных участках [35]. Масштабы такого перемещения обычно невелики — они ограничиваются первыми метрами, реже десятками метров. В статье мы используем нейтральный термин “инъекционные”, и он объединяет любые (вязко-пластические и расплавные) варианты внедрений карбонатных пород в коровых условиях, независимо от расстояний транспорта таких образований. Многочисленные признаки инъекционного поведения карбонатных пород обнаружены в пределах Ольхонской коллизионной системы раннего палеозоя, однако это явление не уникально, хотя и не является широко известным.

Еще в 1988 г. Г.Б. Ферштатер и Е.В. Пушкарёв [22] описали в офиолитах Кемпирсайско-Хабарнинского комплекса жильные карбонатные

(кальцитовые и доломитовые) тела и зоны брекчий с кальцитовым цементом. Рассматривая возможные варианты их генезиса, авторы осторожно предположили, что карбонатные породы являются продуктами плавления осадочных карбонатных серий. От мантийных карбонатитов их отличает отсутствие индикаторных минеральных ассоциаций и коровые изотопно-геохимические характеристики. В то же время целый ряд геолого-минералогических признаков, прежде всего, наличие обломков пород и минералов, отсутствующих во вмещающих образованиях, а также высокотемпературные минеральные ассоциации противоречат гидротермальному генезису или протрузивному внедрению гипотетически подстилающих осадочных карбонатных комплексов.

Позднее в Гималаях были описаны рои дайковых тел карбонатных пород, прорывающие гранулиты Кристаллического массива (Greater Himalayan Crystallines) [31]. Ранее они интерпретировались как прослои мраморов в гнейсах. Однако Ю. Лью с соавторами [31] убедительно показали их инъекционную природу. В отличие от мантийных карбонатитов, изотопно-геохимические и минералогические особенности многочисленных тел доломитовых и более редких кальцитовых “мраморов” свидетельствуют об их формировании в результате плавления осадочно-карбонатного субстрата. Именно поэтому для карбонатных пород был предложен термин “карбонатитоподобные породы”.

Коровые карбонатные выплавки и вязко-пластичные протрузии были обнаружены в каледонидах Норвегии [34], а также в палеопротерозойском метаморфическом комплексе Северо-Китайского кратона [38]. В последнем случае датирование по цирконам из многочисленных тел карбонатно-силикатных пород показало, что внедрение карбонатов субсинхронно с процессами гранулитового метаморфизма вмещающей гнейсовой толщи, а изотопные исследования (Nd, O, C) подтвердили отсутствие мантийных меток. Поэтому Ю. Ван с соавторами [38] предложили для таких карбонатно-силикатных пород термин “коровые карбонатиты” (crustal carbonatite).

Есть и другие, немногочисленные примеры “неосадочного” проявления карбонатных пород в метаморфических толщах. В частности, ремобилизованные карбонатные дайки были описаны в докембрийском кристаллическом фундаменте на территории Йемена [28], а также в кристаллическом массиве Молданубикум [25].

В Ольхонском регионе Западного Прибайкалья, в коллизионной системе ранних каледонид, установлены многочисленные проявления инъ-

екционных карбонатных и карбонатно-силикатных пород двух типов. Первый из них был определен как синметаморфический мраморный меланж, возникавший как следствие вязкопластического течения [16]. Второй тип объединяет карбонатные породы с признаками их кристаллизации из расплава и определенный вначале как “квазикарбонатиты” [12], а затем как “карбонатлиты” [13]. Последний термин казался нам наиболее удачным, но, к сожалению, выяснилось, что он уже использован в геологической литературе для обозначения других пород. Хотя до сих пор нам не удалось найти соответствующий приемлемый термин для такой линии развития, ясно, что само явление обнаружено, и в Ольхонском регионе присутствуют свидетельства и твердопластического, и расплавного внедрения карбонатных пород.

Возможность плавления карбонатных пород в коровых условиях подтверждена экспериментально [39], а механизм и модель такого плавления и последующего внедрения обоснованы Д.Р. Ленцем [29], однако прямых доказательств расплавленного состояния (расплавных включений) карбонатных и карбонатно-силикатных пород пока не обнаружено ни в Приольхонье, ни в других перечисленных выше регионах. Именно поэтому рассматриваемые породы целесообразно объединить в рамках более общей группы с нейтральным названием — “инъекционные карбонатные породы”. На западном побережье Байкала (в Приольхонье и на острове Ольхон) выявлены многочисленные и разнообразные формы подобных образований [14], результаты изучения которых обсуждаются в статье и могут уже сейчас представлять интерес для читателей журнала.

Позиция инъекционных карбонатных пород в структуре Ольхонской коллизионной системы

Раннепалеозойская Ольхонская коллизионная система Западного Прибайкалья образована сложным комплексом разнообразных магматических и метаморфических пород. Она сформирована в результате нескольких этапов тектогенеза (покровный, купольный, сдвиговый), сопровождавшихся высокотемпературными метаморфическими преобразованиями, базитовым и гранитоидным магматизмом [15, 18]. Охарактеризованные в многочисленных публикациях структурно-вещественные парагенезисы, отвечающие раннему надвигообразованию, последующему купольному тектогенезу и завершающим сдвиговым деформациям, были сформированы в раннем палеозое [1] в результате двух коллизионных событий (микроконтинент—островная дуга и

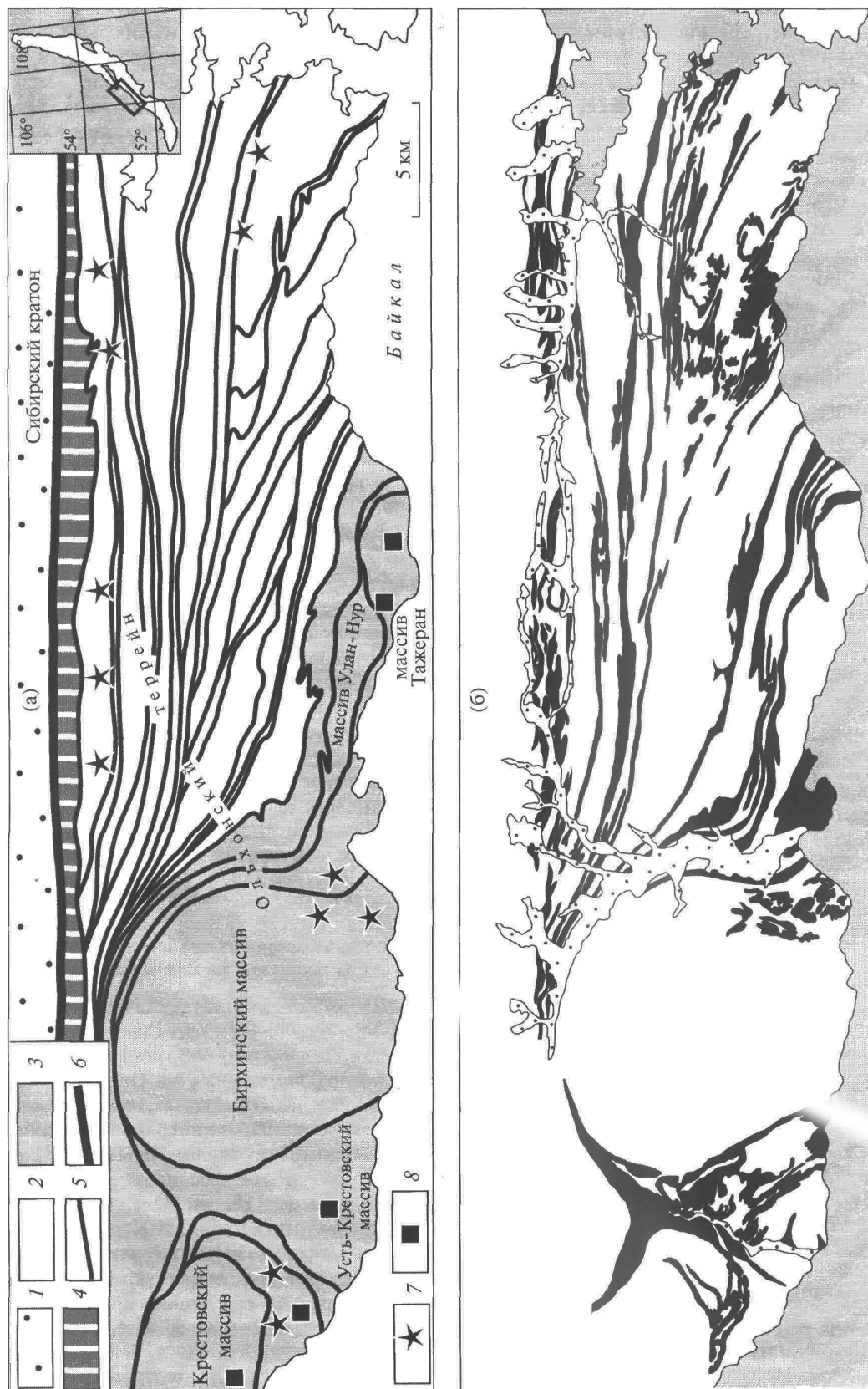


Рис. 1. Схемы расположения вязких сдвигов раннепалеозойской коллизии в Приольхонье (а) и распространения карбонатных пород на территории Приольхонья (б).
 1 – метаморфические породы раннего докембрия; 2 – Ольхонский террейн раннего палеозоя; 3 – метаморфический комплекс зоны Анга-Саторты; 4 – метаморфический комплекс Крестовская-Тажеран; 5 – вязкие сдвиги коллизии; 6 – граница коллизии; 7 – основные площади развития интрузивных пород; 8 – основные площади развития интрузивных пород; 9 – основные площади развития интрузивных пород; 10 – основные площади развития интрузивных пород.

микроконтинент—континент) [6, 16, 36]. Наиболее мощно и многообразно проявлены процессы сдвигового тектогенеза, определившие генеральную структуру Ольхонского региона, в которой выделяются пакеты сдвиговых пластин различного состава, морфологии и внутренней структуры. Сдвиговые пластины разделены вязко-пластическими швами (зонами) бластомилонитов. На рис. 1а показаны основные структуры такого типа.

Карбонатные породы (кальцитовые и доломитовые мраморы, в меньшей мере кальцифиры) составляют около 20% всего объема пород Ольхонской коллизионной зоны (рис. 1б). Нередко мраморы слагают относительно маломощные (10–100 м) и протяженные (первые километры, иногда десятки километров) тела пластовой формы, присутствие которых для многих исследователей служило одним из поводов для интерпретации геологической ситуации как простого и ненарушенного разреза метаморфизованных осадочно-вулканогенных образований, объединяемых в ольхонскую и ангинскую серии. Кажущаяся простота разреза вступает в явное противоречие с результатами структурного анализа и множеством сдвиговых пластин, детально закартированных на площади региона [15, 16]. Нередко карбонатные породы образуют сложные “смеси” с кварцитами и породами основного состава (амфиболиты, базитовые гранулиты), занимающие разные по конфигурации площади. Исследования последних лет показали, что широко распространенными являются жильные тела карбонатных и силикатно-карбонатных пород, которые закартированы среди амфиболитов, а также в массивах магматических пород (габбро, сиениты). В итоге оказалось, что в регионе присутствуют многочисленные свидетельства инъекционного поведения карбонатных пород, которые можно объединить в следующие группы:

1. Зоны развития синметаморфического мраморного меланжа;
2. Жилы мраморов и кальцифиров в амфиболитах, габброидах и сиенитах.

Зоны развития синметаморфического мраморного меланжа

Зоны мраморного меланжа разнообразны по конфигурации составляющих их тел, мощности карбонатных пород, составу и количеству обломков силикатных пород [17]. Во всех случаях мраморный меланж связан с проявлениями сдвигового тектогенеза, но нередко обнаруживается и вне таких зон, участвуя в строении выжатых из них глубинных покровов. Мраморные меланжи в изобилии обнаружены во всех зонах метаморфиз-

ма — от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фации включительно. Вместе с тем, мраморные меланжи были установлены в регионе гораздо раньше, чем внешне сходные с ними инъекционные карбонатные и карбонатно-силикатные породы предположительно магматического генезиса. Отличить их друг от друга не всегда удастся. Вполне возможно, что часть полей развития мраморных меланжей, после более тщательного изучения, будет квалифицирована по-другому. Не исключено и то, что на каких-то участках территории тесно сближенными в пространстве окажутся и механические смеси (мраморные меланжи), и жильные проявления магматических карбонатных пород, и, наконец, проявления магматического карбонатно-силикатного минглинга.

Первые упоминания о необычных карбонатных породах с включениями обломков силикатного состава, обнаруженных в Приольхонье в зоне гранулитовой фации метаморфизма, находим в статьях Н.А. Божко и Л.И. Деминой [2, 3]. Тогда же указанные авторы высказали предположение о принадлежности этих экзотических образований к олистостромам. Поскольку в то время метаморфические комплексы Ольхонского региона считались раннедокембрийскими (а те, что содержали “олистостромы” — архейскими), речь шла о находке самых древних в мире олистостром. После определений возраста метаморфитов Ольхонского региона как раннепалеозойских [1], необходимость обсуждения этой сенсации отпала, но вместе с тем, не подтвердились и признаки олистостромового генезиса самих этих пород. Они были определены как новый тип меланжа — синметаморфический мраморный меланж [17].

Тектонотипическая местность проявления мраморного меланжа — великолепно обнаженное плато, расположенное между урочищами Тонта и Улан-Харгана (см. рис. 1а). Здесь картируется полоса развития пород пестрого состава, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации. На северо-западе палеозойские гранулиты отделены от метаморфитов Сибирского кратона широкой зоной коллизионного шва системы террейн—континент, представленной бластомилонитами эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма по раннедокембрийским и раннепалеозойским породам. С юго-востока полоса гранулитов контактирует с зоной развития гранат-биотитовых гнейсов, мигматитов и гранито-гнейсов амфиболитовой фации метаморфизма. Контакт между породами гранулитовой и амфиболитовой фации тектонический. Вдоль него непрерывно прослежены высокотемпературные бластомилониты амфиболитовой фации метаморфизма, среди которых иногда встречаются небольшие тела гипербазитов.

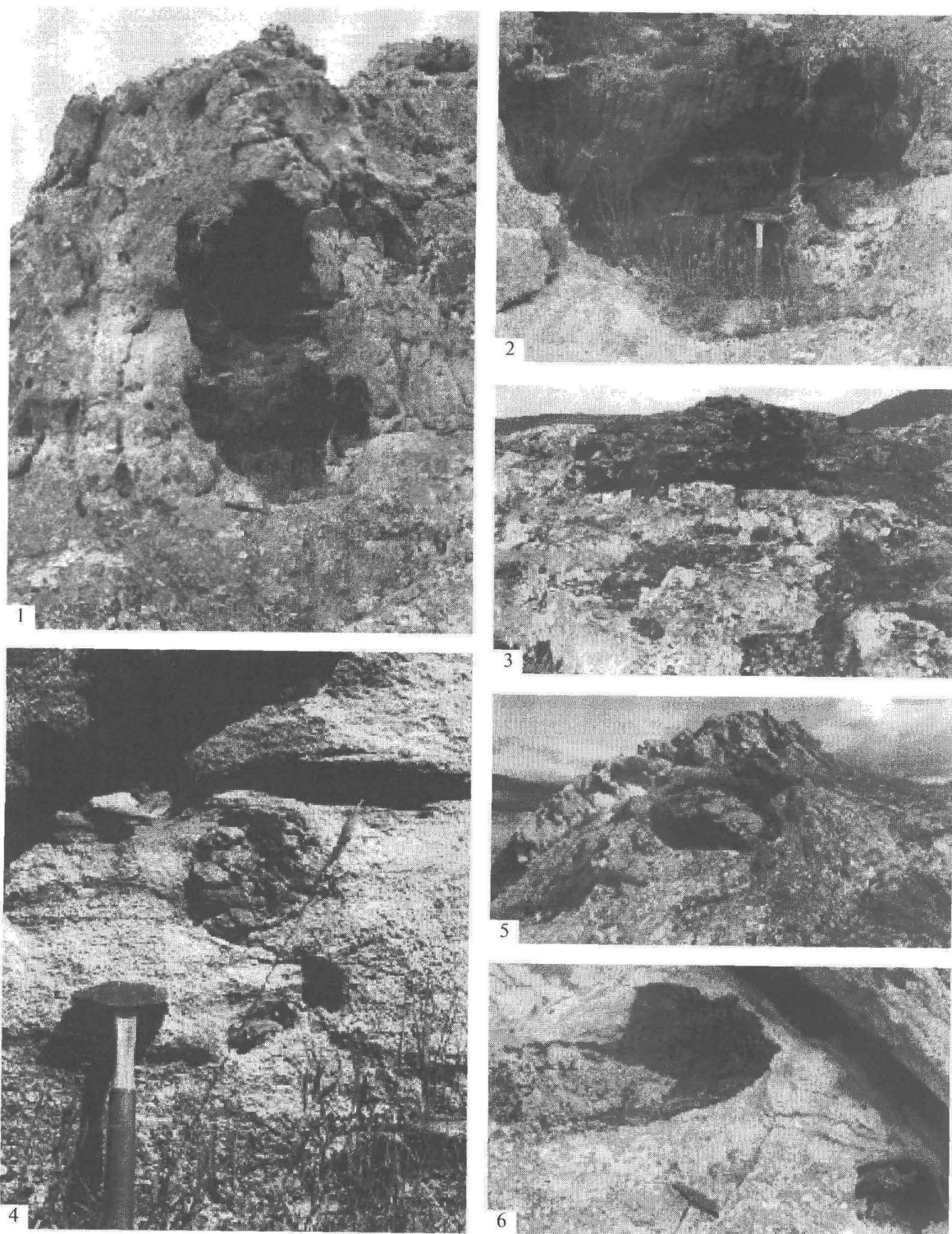


Рис. 2. Примеры симметаморфического мраморного меланжа из зоны его тектонотипа (район Тонта в Приольхонье, зона гранулитовой фации метаморфизма). 1 — крупное включение (до 2-х метров) двупироксеновых гнейсов в мраморном матриксе; 2 — деталь этого обнажения. Гнейсовидная структура включения срезана мраморами, видны и инъекции карбонатов, пересекающие гнейсовидность силикатной породы; 3 — крупные включения метагабброидов в мраморном меланже; 4 — включения гиперстеновых гнейсов; 5 — включения симметаморфических гранитов в мраморном меланже; 6 — включения метабазитов в меланже

Мраморные меланжи чрезвычайно разнообразны по составу включений и структуре картируемых тел (рис. 2). Около половины всех карбонатных структур — линейно вытянутые тела, расположенные среди пироксеновых и двупироксеновых гнейсов и кварцитов. В прежних схемах они уверенно включались в состав стратифицированного разреза. Но не только породы карбонатного состава нередко “выпадают” из разреза, который первоначально казался стратифицированным. На площади региона не имеется ни одного пункта, где удалось бы реально доказать подошву и кровлю пластов, которые считались компонентами стратиграфических разрезов. Одного этого достаточно для того, чтобы усомниться в справедливости стратиграфических построений, основанных на таких данных. А обнаружение швов бластомилонитов, разделяющих многочисленные сдвиговые пластины коллизионного коллажа региона, делает надежды на реставрацию былой (дометаморфической) стратиграфии региона еще более сомнительными.

Линейные карбонатные тела не только часто содержат мелкие и крупные включения силикатных пород разного состава, но и пересекают структуры, образованные гнейсами и кварцитами. Состав включений в мраморных меланжах отвечает составу пород, расположенных в непосредственной близости. Вторая половина тел меланжа образует в плане крупные нелинейные структуры с извилистыми очертаниями. Надежных данных не так много, но в целом такие площади можно интерпретировать как сосредоточение структур покровного типа. По-видимому, мы сталкиваемся здесь с глубинными покровами, выжатыми из зон синметаморфических сдвигов. Обнаружены места, где подобные покровы мраморных меланжей со структурным несогласием пересекают пакеты линейных складок сдвигового генезиса. Вместе с тем, в таких покровах меланжей отчетливо проявлена субвертикальная сланцеватость (такая же, как и в силикатных породах, перекрытых покровом). Это означает, скорее всего, что эпизоды образования меланжей и сдвиговых деформаций были сближены во времени, а формирование глубинных покровов было кратковременным и происходило на фоне господствующей сдвиговой деформации.

Размеры включений силикатных пород в меланже различны, чаще всего — от нескольких сантиметров до первых метров. Вместе с тем, детальное картирование показывает, что маломощные тела меланжа нередко как бы обволакивают довольно крупные блоки силикатных пород (их протяженность достигает сотен метров и первых километров). В таких случаях не всегда удается

отличить действительно крупные и гигантские включения силикатных пород в меланже от “окон” основания, вскрытых в полях меланжа.

Важный вопрос — определение возраста меланжа. Геохронологические данные непосредственно для меланжей отсутствуют, но геологические наблюдения позволяют достаточно уверенно оценить относительные возрастные рамки их формирования. Тела мраморного меланжа пересекают все метаморфические породы, локализованные в тех участках, где происходило меланжирование. Практически все силикатные породы, контактирующие с зонами меланжа, попадают в состав его включений. Это различные гнейсы, метагабброиды, метаультрабазиты, кварциты, амфиболиты, сами мраморы и даже мраморные меланжи более ранних генераций. Но наиболее показательным присутствием среди включений в меланже синметаморфических гранитов. В зоне гранулитовой фации метаморфизма это гиперстеновые граниты. При этом в хороших обнажениях можно наблюдать как граниты прорывают меланж, уже содержащий включения различных пород силикатного состава, но здесь же сами тела таких гранитов дезинтегрируются, блокируются, и уже эти обломки гранитов тоже попадают в состав включений меланжа. Эти данные позволяют весьма точно определить позицию меланжей среди других эпизодов истории формирования структуры площади Тонта (пиковые условия метаморфизма — синметаморфические покровные и сдвиговые складчатые деформации — мраморный меланж зон сдвигов и выжатых покровов — синметаморфические граниты — дезинтеграция гранитов, включение их обломков в состав меланжа — завершение формирования мраморного меланжа — регрессивная ветвь метаморфизма и завершение сдвиговых деформаций).

В большинстве задокументированных участков распространения мраморного меланжа карбонатный матрикс однороден по структуре. Наблюдаются вариации размера зерен кальцита (от м/з до к/з) как в пределах одного тела меланжа, так и между разными телами. Признаки формирования в карбонатных породах плоскостных и линейных структурных элементов обычно отсутствуют. Реже наблюдаются насыщенные разнообразными обломками карбонатные породы, для которых характерны типичные структуры тектонитов. Одна из зон “мраморных тектонитов” отпрепарирована в скальных выходах южнее пади Широкой (см. рис. 1а). Карбонатные породы здесь тектонически контактируют с габброидами Крестовского массива с юга и с габброидами Усть-Крестовского массива с севера. Они представлены мелкозернистыми кальцитовыми мраморами.

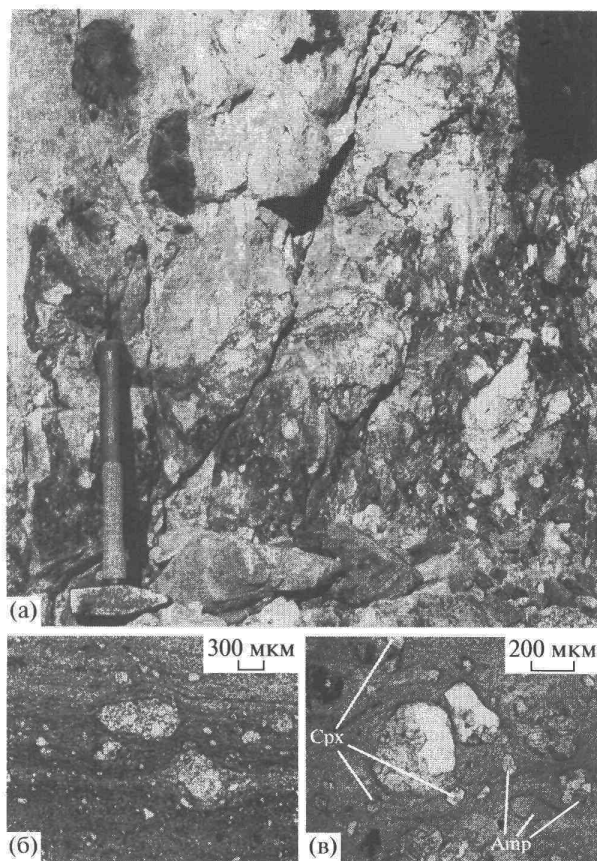


Рис. 3. Особенности состава и структуры мраморного меланжа с явными признаками вязко-пластического течения. Падь Широкая, Приольхонье. Фотографии обнажения (а) и шлифов (б, в). Пояснения в тексте

морями и кальцифирами, структура которых резко неоднородна вкрест простирания. Некоторые зоны насыщены обломками силикатных пород, представленных, главным образом, метасоматитами кварц-пироксенового, пироксен-волластонит-кальцитового, пироксен-амфибол-скаполит-плагноклазового состава, размеры которых варьируют от нескольких миллиметров до двадцати—тридцати сантиметров (рис. 3а). Степень насыщенности фрагментами силикатных пород достигает 30–40%. Карбонатные породы нередко рассланцованы (см. рис. 3а, 3б) и имеют визуальное сходство с бластомилонитами по силикатным породам. Важно отметить, что в них наряду с обломками пород присутствуют зерна клинопироксена и/или амфибола с отчетливыми кристаллическими формами (рис. 3в), менее распространены титанит, скаполит, цоизит, гранат. В магнезиальных разностях карбонатных пород присутствуют кристаллы форстерита и шпинели. Кристаллическая форма минералов и равномер-

ность их распределения в карбонатной матрице свидетельствуют об их кристаллизации в процессе синметаморфического тектогенеза.

Кроме мелких обломков метасоматитов по силикатным породам в карбонатных породах нередко присутствуют более крупные фрагменты долеритов (см. рис. 3а) с полной или частичной сохранностью офитовой текстуры и замещением первичных темноцветных минералов метаморфическими/метасоматическими клинопироксеном, амфиболом и биотитом. Такие фрагменты часто группируются в протяженные полосы, свидетельствуя в пользу внедрения даек основного состава в момент карбонатных инъекций во вмещающие комплексы. Размеры обломков долеритов составляют 10–40 см, реже до 1–2 и более метров.

Перечислим наиболее важные черты мраморных меланжей Ольхонского региона:

1. Мраморные меланжи образуют линейные тела, обычно приуроченные к сдвиговым бластомилонитовым швам. Нередко они характеризуются более сложной конфигурацией тел, сформированных в процессе выжимания тектонических покровов.

2. Зоны мраморного меланжа насыщены фрагментами силикатных пород размером от первых миллиметров до десятков метров. В обломках присутствуют практически все породы, известные в регионе и метасоматиты разнообразного минералогического состава по этим породам, отвечающие широкому диапазону P – T -условий.

3. Кроме фрагментов силикатных пород в меланже часто присутствуют новообразованные хорошо ограненные кристаллы силикатов (форстерит, пироксен, гранат, амфибол, цоизит, скаполит, шпинель, титанит, циркон и др.), относительно равномерно распределенные в породе. Их кристаллизация, как и преобразование обломков силикатов, происходило в момент инъецирования карбонатной массы в горячем состоянии (синметаморфический тектогенез).

4. Формирование мраморного меланжа сопровождается внедрением гранитоидных и базитовых выделок. Прорывание меланжа гранитами и присутствие этих гранитов в обломках меланжа свидетельствует в пользу субсинхронного инъецирования карбонатов и внедрения различных по составу магм.

5. Явные признаки вязко-пластического течения карбонатных пород присутствуют только в зонах наиболее низкой степени метаморфизма (эпидот-амфиболитовая фация). Во всех остальных случаях мраморы и кальцифиры равномерно раскристаллизованы, а планарные структуры

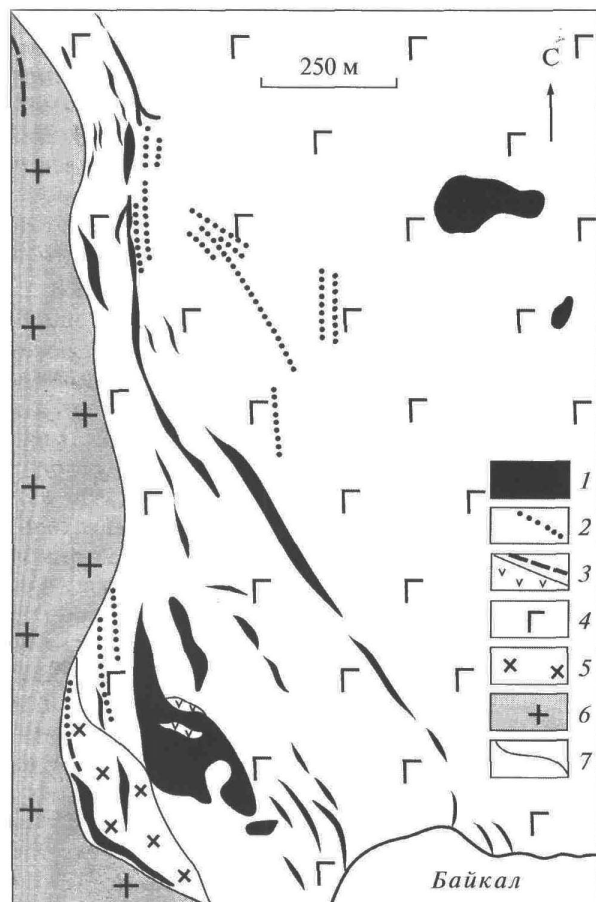


Рис. 4. Жилы карбонатных и карбонатно-силикатных пород в габбро Усть-Крестовского массива

1 — жилы карбонатных и карбонатно-силикатных пород; 2 — гранитные жилы; 3 — дайки и тела долеритов; 4 — габбро; 5 — магма-минглинг (габбро и граниты); 6 — граниты; 7 — геологические границы

фиксируются по закономерной ориентировке силикатных минералов и уплощенности зерен карбонатов.

Жилы карбонатных пород и кальцифиров в амфиболитах, габброидах и сиенитах

Жильные тела карбонатных пород, а также кальцифиров, выявлены в береговых обнажениях Байкала на отрезке Тажеранская бухта — Бугульдейка в породах разного состава: амфиболитах, габброидах Крестовского, Усть-Крестовского и Бирхинского массивов, сиенитах Тажеранского массива (см. рис. 1). Мы предполагаем, что в пределах Ольхонской коллизии системы такие жилы распространены гораздо шире, однако в условиях неполной, хотя и хорошей обнаженности их однозначная идентификация весьма за-

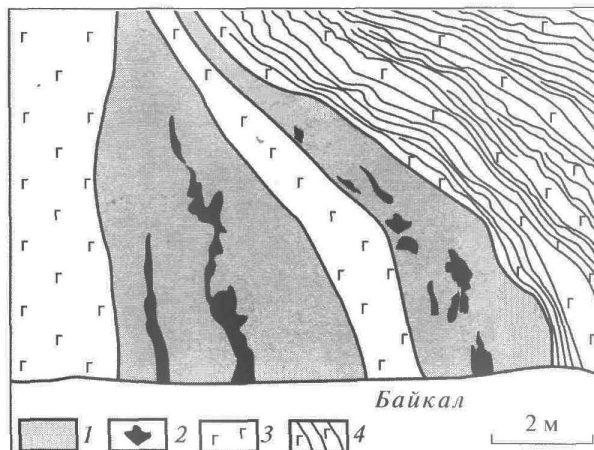


Рис. 5. Жилы карбонатных пород в береговом обнажении Усть-Крестовского массива габбро (зарисовка по фотографии)

1 — мелкозернистые карбонатные породы; 2 — включения пироксеновых порфиров в карбонатных породах; 3 — габбро; 4 — они же, с элементами магматической расслоенности

труднительна вследствие субогласного положения по отношению к плоскостным структурным элементам метаморфических пород. Такие жилы прежде рассматривались в качестве пластов мраморов среди амфиболитов или как ксенолиты в габброидах и сиенитах.

В габброидах жильные тела карбонатных пород и кальцифиров обычно концентрируются в краевых частях массивов и ассоциируют с многочисленными жилами гранитов и более редкими дайками долеритов. Реже встречаются одиночные линейные карбонатные тела внутри массивов. В большинстве случаев скопления жильных тел карбонатных пород и кальцифиров расположены непосредственно у тектонических контактов массивов с метаморфическими толщами, но присутствуют также и у интрузивного контакта габброидов Усть-Крестовского массива с гранитами (рис. 4). Здесь многочисленные жилы кальцифиров протяженностью до 500 м при мощности от 0.5 до 10 м образуют рой, субконформный контакту габброидов и гранитов. Кроме жил кальцифиров присутствуют более редкие жилы гранитов и отдельные дайки долеритов. Магматические образования имеют ту же ориентировку, что и жилы кальцифиров. На контактах кальцифиров с габброидами обычно отсутствуют метасоматические преобразования, однако в пределах жил встречаются блоки метасоматических пород пироксен-воластонитового и гранат-пироксен-цоизитового состава. Размеры таких блоков варьируют от десятков сантиметров, до первых мет-

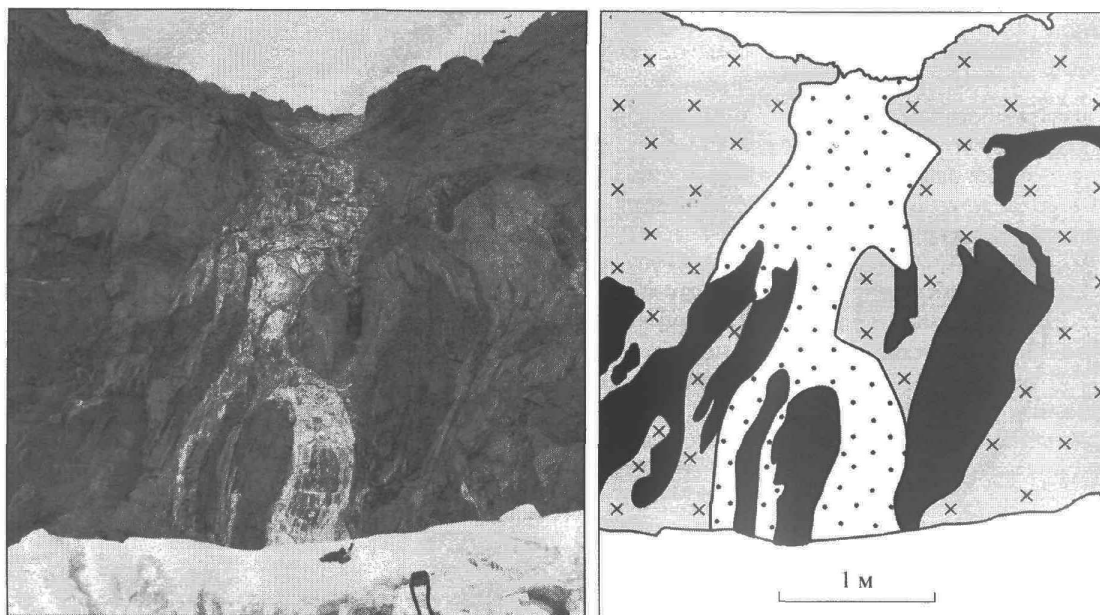


Рис. 6. Фотография и зарисовка по фотографии жилы бруситовых мраморов, прорывающей сиениты с тектонизированной дайкой субщелочных габбро. Тажеранский массив

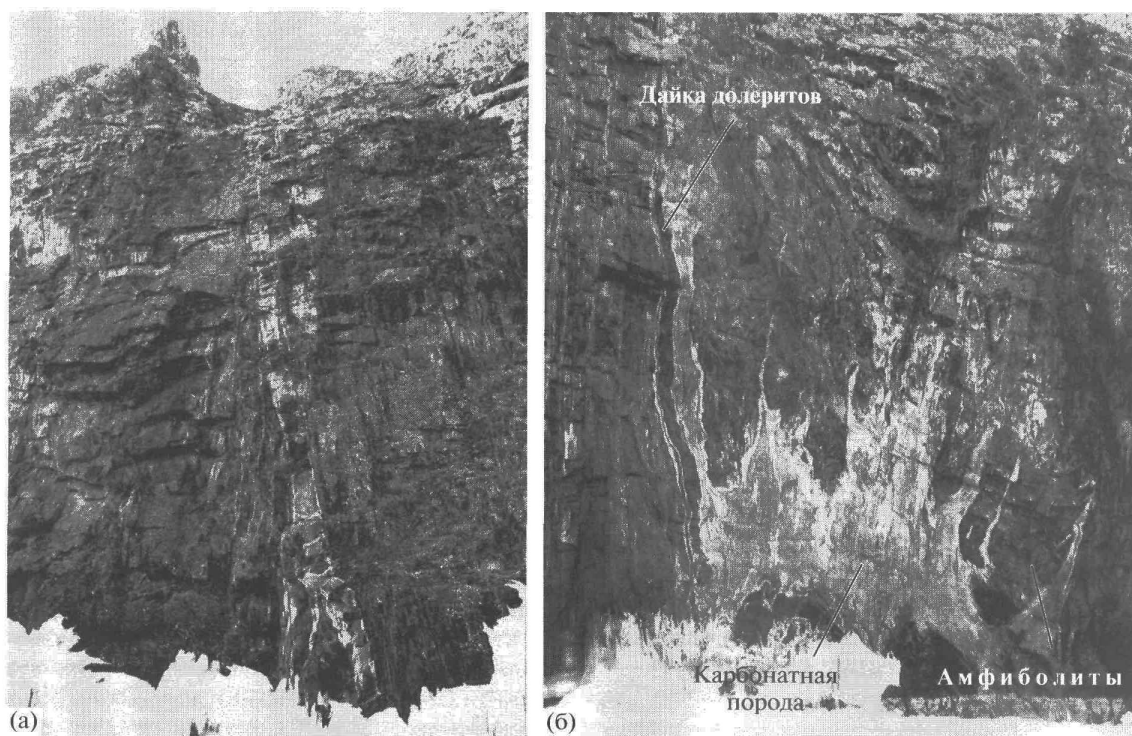


Рис. 7. Жилы кальцитовых мраморов в амфиболитах междуречья Анга-Бегул. Пояснения в тексте

ров. В некоторых из жил в кальцифирах наблюдаются разорванные дайки пироксеновых порфиров (рис. 5), реже гранитов.

Одной из наиболее показательных является жила бруситовых “мраморов” в Тажеранском массиве сиенитов (рис. 6) (кавычки здесь и далее

в тексте использованы потому, что термин мрамор применяется для обозначения метаморфизованных осадочных пород). В скальном обнажении отчетливо видно, что сиениты прорваны дайкой субщелочных габбро [11], тектонизированы и только после этого прорваны жилкой карбонатных пород. В них отмечается полное отсутствие деформации идиоморфных выделений брусита и изотропная текстура.

Жилы карбонатных пород и кальцифиров, мощностью от 0.5 до 3 м, встречаются в амфиболитах в междуречье Анга-Бегул. Эти жилы хотя и субсогласны полосчатости в амфиболитах, но их секущее положение по отношению к вмещающим породам достаточно очевидно (рис. 7а). Иногда в карбонатных породах наблюдается тонкая полосчатость, конформная контактам жил. Центральные части жил сложены серыми или темно-серыми мелкозернистыми карбонатными породами, в то время как краевые части жилы часто представлены белыми или желтоватыми разнородностями (рис. 7а, 7б). Природа окраски карбонатных пород неясна, поскольку включений графита или других темноцветных минералов при петрографических исследованиях не наблюдается. Единственным отличием краевых частей является более высокое содержание в них силикатных минералов (кварц, тальк, тремолит). Подобное осветление краевых частей без присутствия минералов-красителей наблюдается в жилах карбонатных пород из каледонид Норвегии [34], где оно объясняется возможными дефектами кристаллической решетки кальцитов. Форма жил в ряде случаев может быть очень причудливой (рис. 7б).

Суммируем основные признаки жильных тел карбонатных пород:

1. Жилы карбонатных пород прорывают габброиды Бирхинского, Крестовского и Усть-Крестовского массивов, сиениты и субщелочные габброиды Тажеранского массива, а также амфиболиты междуречья Анга-Бегул. Наиболее уверенно они диагностируются в пределах участков развития магматических пород.

2. Протяженность жил достигает 500 м, составляя обычно первые десятки метров при мощности 0.3–5 м, реже до 10 и более метров.

3. В большинстве случаев жилы сложены мелкозернистыми массивными карбонатными породами или кальцифирами. В последних наблюдается равномерное распределение силикатных минералов по объему породы.

4. Метасоматические преобразования в контактовых частях жил большей частью отсутствуют, однако в карбонатных породах встречаются

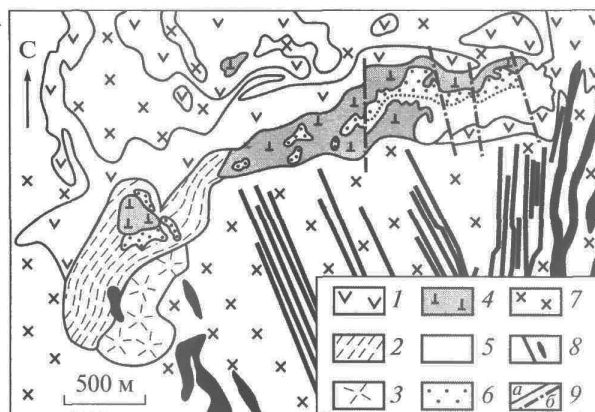


Рис. 8. Фрагмент геологической карты массива Тажеран, по [21], с изменениями

1 – роговики основного состава (метавулканиды); 2 – пироксен-волластонит-плагиоклазовые породы; 3 – гранат-мелилит-волластонит-пироксеновые породы; 4 – титанфассаитовые и титанфассаит-нефелиновые породы; 5 – доломитсодержащие кальцитовые мраморы; 6 – они же, насыщенные разноразмерными обломками нефелин-титанфассаитовых пород; 7 – сиениты; 8 – субщелочные габброиды; 9 – геологические границы (а) и разрывные нарушения (б)

фрагменты среднетемпературных метасоматитов разного состава, размер которых варьирует от нескольких миллиметров до первых метров.

5. Жилы карбонатных пород субсогласны по отношению к плоскостным структурным элементам амфиболитов и габброидов, что позволяет предположить их внедрение в процессе тектогенеза.

6. С инъекциями карбонатных пород нередко ассоциируют магматические породы основного, реже кислого состава, которые формируют отдельные дайки в непосредственной близости от жил карбонатных пород или встречаются в виде серии угловатых обломков разных размеров в карбонатной матрице.

Нам представляется, что последний пункт принципиально важен для обоснования интрузивного генезиса карбонатных жил и заслуживает отдельного обсуждения.

Парагенез магматических и инъекционных карбонатных пород

Магматические породы, ассоциирующие с инъекционными карбонатными породами, представлены долеритами и нефелиновыми сиенитами в пределах Тажеранского массива; долеритами, гранитами и пегматитами на остальной территории Приольхонья.

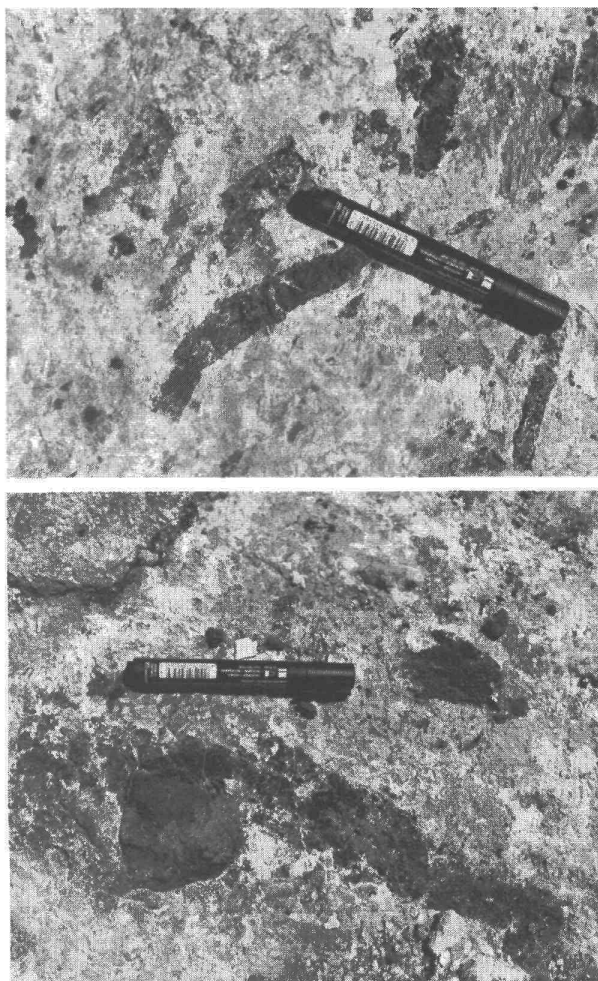


Рис. 9. Доломитсодержащие кальцитовые мраморы, насыщенные остроугольными обломками нефелин-титанфассаитовых пород, нередко скарнированных

Тажеранский массив является уникальным во многих отношениях [4, 11, 19], в том числе по разнообразию проявления различных типов метасоматических пород и особенностям взаимоотношений магматических и карбонатных пород. Попытка А.А. Конева [4] уложить все это разнообразие в простую схему последовательности контактовых метасоматических преобразований, обусловленных воздействием сиенитовой магмы на породы рамы по мере уменьшения температуры и смены флюидного режима, привела к тому, что интереснейшие и необычные геологические факты были просто проигнорированы или объяснены нереальными механизмами формирования. К одному из таких геологических феноменов относится зона в центральной части массива (рис. 8), где доломитсодержащие кальцитовые мраморы ассоциируют с мономинеральными ти-

танфассаитовыми и титанфассаит-нефелиновыми породами. Эти породы не только слагают полосу между мраморами и высокотемпературными рогами основного состава, но и представлены множеством угловатых обломков размером от нескольких миллиметров до десятка метров среди мраморов (рис. 9). По мнению А.А. Конева, титанфассаитовые породы являются продуктами метасоматоза контактирующих рогами, однако это не объясняет обилие их обломков в мраморах, а также резкий и прямой контакт между “пироксенитами” и рогами, прослеженный на большие расстояния. Минералого-петрографические исследования позволили обнаружить в нескольких “пироксенитовых” будинах реликты первичного субстрата, представленного долеритами и проследить последовательность их метасоматических преобразований. Вначале идет замещение первичных темноцветных минералов титанавгитом, оливином и высокотитанистым биотитом. Затем происходит нефелинизация плагиоклаза и образование титанфассаита. По мере снижения температуры появляется ассоциация мелилита, титанистого граната, диопсида, затем пироксена диопсид-геденбергитового ряда, волластонита, флогопита, амфибола и гроссуляр-андрадитового граната. Однако такой механизм не универсален, поскольку не объясняет выдержанности состава (за исключениями вариаций содержания нефелина) титанфассаит-нефелиновых пород в пределах зоны между мраморами и рогами, а также в крупных блоках среди мраморов. Экспериментальные исследования С. Молло с соавторами [32] показали, что при ассимиляции 5–20% кальцита долеритовой магмой состав магмы смещается в сторону пироксенитов, а кристаллизующие пироксены обогащены алюминием, щелочность же магм уменьшается при небольших добавках кальция и увеличивается при более значительных. Составы нефелин-титанфассаитовых пород и пироксенов Тажеранского массива находятся в хорошем соответствии с экспериментальными данными цитированной работы.

Вся совокупность данных позволяет предположить сосуществование базальтовой и карбонатной магм в нижней коре и совместное их внедрение на среднекоровый уровень. Порции базальтовой расплава ассимилировали карбонатный материал и обусловили частичное его плавление, что привело к кристаллизации титанфассаитовых и нефелин-титанфассаитовых пород с последующей их метасоматической переработкой. Поскольку температура кристаллизации базитов существенно выше чем у карбонатных пород, то последующие “впрыски” порций базальтов и совместный подъем карбонатной магмы и закристаллизован-

ных долеритов приводили к дроблению последних и насыщению ими карбонатных пород. Из-за флюидонасыщенности карбонатной магмы базиты, по мере остывания всей системы, были метасоматически переработаны в широком температурном интервале.

На нескольких участках Тажеранского массива выявлены взаимоотношения нефелиновых пород, бруситовых мраморов и кальцифиров, которые позволяют, как минимум, судить о близкой вязкости сиенитовой магмы и карбонатных пород в момент формирования структур минглинга. На одном из таких участков бруситовые “мраморы” вмещают серию тел нефелиновых сиенитов размером от десятка метров по длинной оси до 50 см (рис. 10). В сиенитах отчетливо проявлена трахитоидность и отсутствуют признаки огнейсования, как в центральных, так и в краевых частях тел. На контактах нередко присутствуют зоны магнезиальных скарнов и кальцифиров (от 1 до 20 см). Бруситовые “мраморы” характеризуются изотропным строением без каких-либо признаков формирования структурных элементов, связанных с пластическим течением. Только в редких случаях в карбонатных породах отмечается появление серий маломощных жилков форстеритовых кальцифиров, приуроченных к зоне распространения сиенитовых тел. При этом сами бруситовые “мраморы” и на микро-, и на макроуровне остаются изотропными. Отметим признаки, фатально противоречащие как варианту будинированного тела сиенитов в мраморах, так и варианту обнажения на поверхности апикальных тел сиенитов, возможно объединяющихся на глубине в более крупный массив. Что касается будинажа, то невозможно представить себе этот процесс без пластичных и вязко-пластичных деформаций в краевых частях будин. А именно таковые отсутствуют полностью. Зато хорошо выражена трахитоидность и нередкие, приуроченные к зоне контакта высокотемпературные метасоматиты, которые иногда полностью окружают будины (см. рис. 10). Прорыванию же мраморов сиенитами явно противоречат очень малые размеры некоторых включений последних, а также нередко наблюдаемая бескорневая форма тел. Возможное объяснение описанных взаимоотношений, по нашему мнению, заключается в синхронном внедрении карбонатного и силикатного расплавов или внедрению нефелиновых сиенитов в маловязкую карбонатную среду. Более высокая температура кристаллизации сиенитового расплава приводила к обособлению “капель” расплава в маловязком карбонатном матриксе. По существу, мы имеем дело со специфическим магматическим или метаморфическим силикатно-карбо-

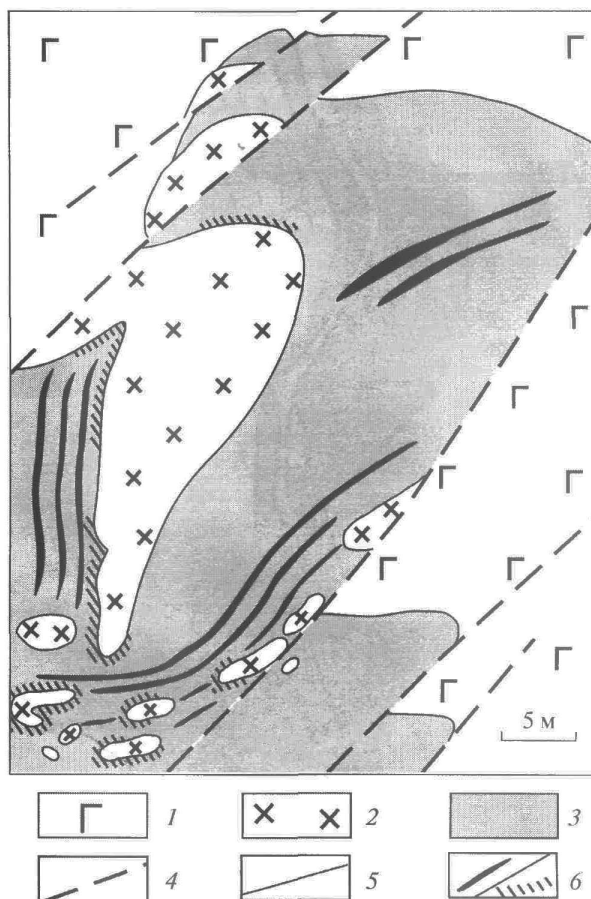


Рис. 10. Детали взаимоотношений сиенитов и бруситовых мраморов, по [12] с изменениями

1 – габбро; 2, 3 – сиенит-карбонатный минглинг: 2 – нефелиновые сиениты во включениях; 3 – бруситовые мраморы матрикса; 4 – вязкие срывы; 5 – геологические границы; 6 – жильные и контактовые кальцифиров

натным минглингом. И таких участков в пределах массива много, однако, степень обнаженности не всегда позволяет уверенно интерпретировать форму сиенитовых тел.

Другой вариант взаимоотношений нефелиновых сиенитов и карбонатных пород наблюдается в контактовой зоне магматического тела (рис. 11). Здесь жила пироксен-гранатовых кальцифиров пересекает нефелиновые сиениты субпараллельно их контакту с высокометаморфизованными породами основного состава (ксенолит вмещающих пород). Почти полная обнаженность участка не оставляет сомнений в том, что карбонатные породы не приурочены непосредственно к контакту и не являются составной частью ксенолита. В мелкозернистых кальцифиров доля силикатных минералов составляет около 30%, и они равно-

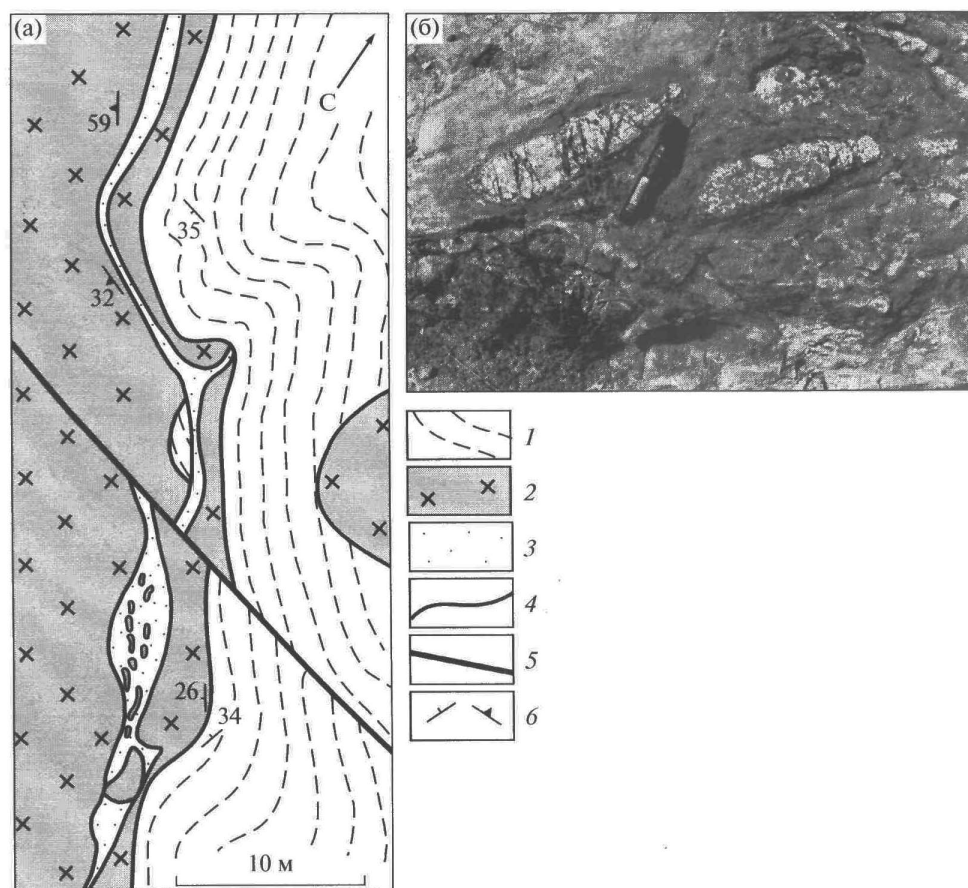


Рис. 11. Жила гранат-пироксеновых кальцифиров в нефелиновых сиенитах (а) и фотография будинированных жилков сиенитов в кальцифирах (б)

1 — высокометаморфизованные базиты; 2 — нефелиновые сиениты; 3 — кальцифиры; 4 — геологические границы; 5 — разрывные нарушения; 6 — жильные и контактные кальцифиры

мерно распределены в кальцитовых массах как в виде отдельных кристаллов, так и в виде минеральных агрегатов. В раздуве жилы присутствуют многочисленные линзы нефелиновых сиенитов (от 5 до 30 см по длинной оси), которые, как и на предыдущем участке, не обнаруживают признаков пластических деформаций и также являются результатом силикатно-карбонатного минглинга (рис. 11б). Мы предполагаем, что внедрение карбонатного расплава произошло после начала кристаллизации сиенитов в краевой части массива, центральные части которого оставались в расплавленном или частично закристаллизованном виде. Остаточные порции сиенитового расплава могли «впрыскиваться» в маловязкую карбонатную среду с образованием линзообразной формы выделений сиенитов. В пользу этого свидетельствуют различия в текстуре пород и в химическом составе нефелиновых сиенитов: в будинах калий

резко преобладает над натрием, в то время как вмещающие жилу нефелиновые сиениты характеризуются обратным соотношением щелочей.

Тесная ассоциация карбонатных пород и пегматитов зафиксирована на нескольких участках Приольхонья и о-ва Ольхон, и один из наиболее ярких примеров наблюдается в береговых обнажениях в 3 км к северо-востоку от устья р. Бугульдейка. Здесь среди габброидов Бугульдейского массива присутствует зона протяженностью более 300 м при максимальной мощности 30 м, сложенная кальцитовыми породами и пегматитами. В первых из них присутствуют блоки базитовых пород, охваченных метасоматическими преобразованиями, но сохранивших в реликтах офитовую текстуру. Можно предполагать субсинхронное внедрение карбонатных пород и порций гранитной и базитовой магм.

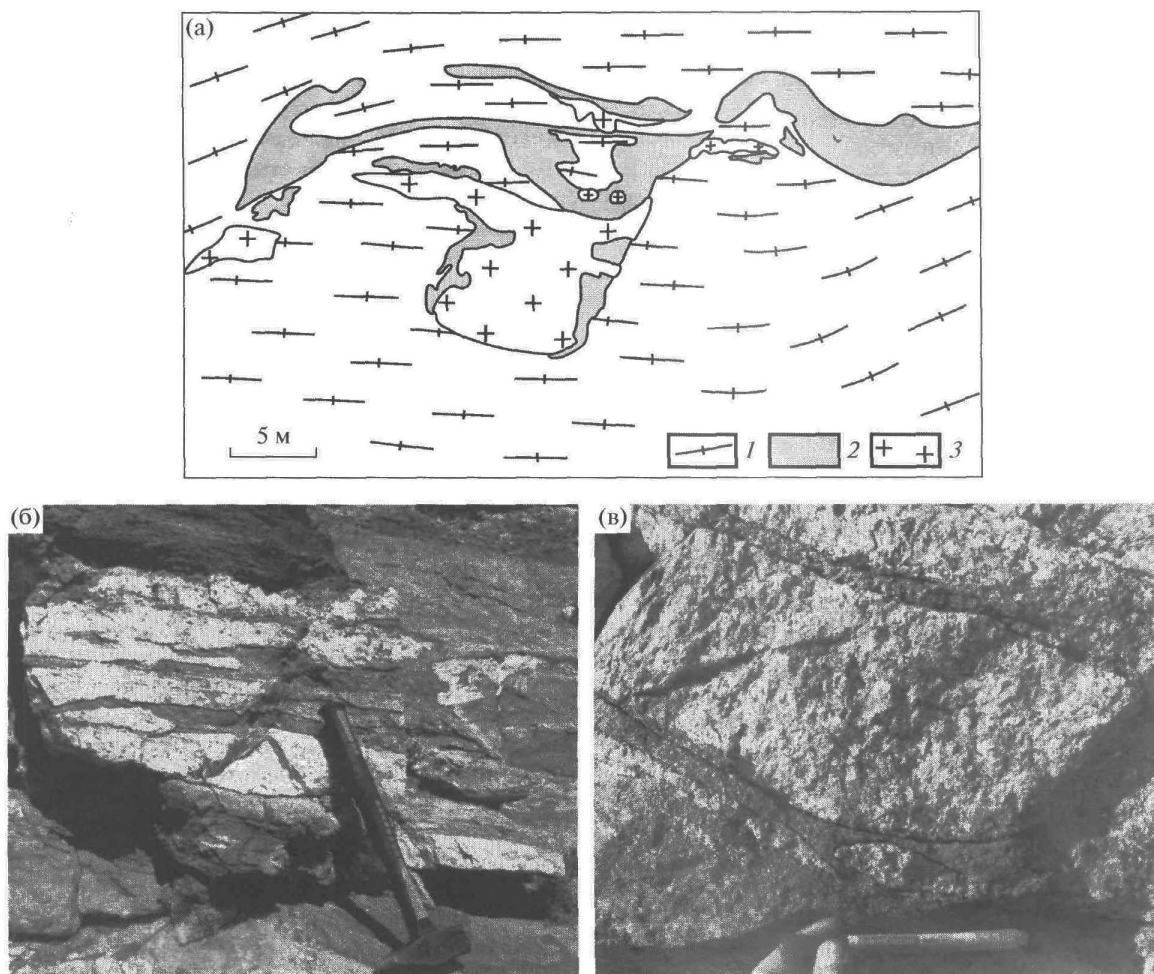


Рис. 12. Ассоциация мраморов и пегматоидных гранитов в гнейсах (зарисовка с фотографии обнажения) (а) и прожилки кальцифиров, пересекающих пегматоидные граниты (б, в)

1 — гнейсы; 2 — мраморы; 3 — пегматоидные граниты

Когда вмещающими породами для жильных тел карбонатных пород являются габброиды, достаточно легко обосновать их инъекционную природу. Гораздо сложнее это сделать в случае присутствия карбонатных пород среди гнейсов или амфиболитов. Трудно противостоять стандартной интерпретации таких тел в качестве пластов карбонатов в составе толщ метаморфизованных осадочных терригенных пород или вулканитов. Так, в береговых обнажениях восточного побережья о-ва Ольхон присутствуют тела карбонатных пород, традиционно интерпретируемые в качестве пластов среди метаграувакк (биотитовых гнейсов). Их “языки и заливы” во вмещающие гнейсы легко объяснить локальными инъекциями при тектогенезе. Однако настораживает почти повсеместная тесная ассоциация этих карбонатных пород и кальцифиров с

жилами пегматитов (рис. 12). Детальное же изучение обнажений показывает, что маломощные жилки кальцифиров ($M = 1-5$ см) пересекают пегматиты (рис. 12б, 12в).

Суммируем материалы по тесной ассоциации карбонатных инъекций с магматическими выплавками:

1. Инъекции карбонатных пород и кальцифиров нередко ассоциируют с долеритами, гранитами, пегматитами, реже нефелиновыми сиенитами.

2. Базитовые породы претерпели метасоматические изменения в широком диапазоне температур ($500-800^{\circ}\text{C}$), однако в них часто фиксируются реликты первично магматических структур и текстур. Гранитоиды обычно огнейсованы. Только нефелиновые сиениты сохраняют первично маг-

магматические структурно-текстурные особенности и признаки “горячего” контакта с карбонатными породами.

3. Характер взаимоотношений карбонатных пород с ассоциирующими магматическими породами разного состава свидетельствует о субсинхронности инъецирования карбонатов и внедрения магматитов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Многообразие проявлений инъекционных карбонатных и карбонатно-силикатных пород в Ольхонской коллизионной системе и их тесная ассоциация с магматическими выплавками, равно как скудость публикаций по подобным образованиям в других регионах, определяют ряд вопросов, связанных с этим явлением, которые мы обсудим в этом разделе.

Возможно ли плавление карбонатных пород в пределах континентальной коры?

Плавление силикатных пород на нижнекоровом уровне — явление хорошо известное, обоснованное геологическими наблюдениями на многочисленных объектах и экспериментальными исследованиями. Возможность же плавления карбонатных пород в пределах коры за редкими исключениями [29] практически не обсуждается. Табуирование темы во многом обусловлено результатами экспериментальных данных, доказывающих высокую температуру плавления карбонатов (более 1200°C) в сухих условиях (см., например, [23]). При этом упускается из виду то, что еще в ранних экспериментах по плавлению карбонатов, было показано существенное различие между температурой плавления в “сухих” и “мокрых” условиях, аналогичное силикатным системам. Температура плавления кальцита в присутствии водного флюида опускается до 740°C при давлении 1 кбар [39], плавно снижаясь по мере роста давления. Добавка в систему MgO снижает температуру плавления карбонатов до 600°C [26]. При фиксированном составе флюида ($X_{\text{CO}_2} = 0.05$) кривая солидуса гранита в водонасыщенных условиях примерно совпадает с линией плавления кальцита, а кривая плавления доломита расположена на 100°C ниже [29]. Это означает, что в условиях флюидонасыщенной нижней коры плавление доломитов начнется раньше появления гранитных выплавов, а плавление кальцитовых мраморов будет субсинхронно с последними.

Модель, предложенная Д.Р. Ленцем [29], предполагает внедрение сиенитового расплава в карбонатную толщу, образование эндоконтактовых метасоматитов с одновременным формировани-

ем карбонатных выплавов и их последующее внедрение в верхние горизонты. Модель применима не только для сиенитовых, но и для любых высокотемпературных мантийных магм при условии одновременного поступления водного флюида. Плавление карбонатного субстрата (если он присутствует в нижней коре) может быть таким же массовым явлением в коллизионных зонах, как и выплавление гранитов, поскольку эти процессы реализуются в сходных условиях.

Характер инъецирования карбонатных пород — вязко-пластическое течение или внедрение расплава?

Аллохтонная позиция рассмотренных выше карбонатных и карбонатно-силикатных пород в полях развития силикатных метаморфических и магматических образований не вызывает сомнений и подтверждается целым комплексом геолого-структурных и минералогических признаков. Однако вопрос о характере инъецирования карбонатов (расплавное или вязко-пластическое) далеко не очевиден. Как уже упоминалось во введении, прямые признаки кристаллизации из расплава (расплавные включения) не обнаружены. В карбонатах их выявление вряд ли возможно вообще, учитывая перекристаллизацию на более поздних стадиях остывания системы. Свидетельством последнего являются массово проявленные процессы полисинтетического двойникования кальцита или доломита, характеризующие относительно низкие температуры термальной эволюции системы в условиях стресса [24]. Силикаты же имеют метасоматический генезис. Последнее, впрочем, не опровергает вероятность кристаллизации кальцифиров из расплава и не исключает вариант кристаллизации “магматических” силикатов и их последующего метасоматического преобразования при взаимодействии карбонатной и силикатной составляющих в процессе остывания. Более того, даже в случае мантийных карбонатитов, на примере кальцитовый дайки о-ва Ально [37], было доказано, что все силикатные минералы являются продуктом ассимиляции вмещающих пород чисто кальцитовым расплавом. Другими словами, прямые минералогические критерии расплавленного состояния карбонатных пород могут отсутствовать, что никак не опровергает их интрузивный генезис. В таком случае необходим комплекс косвенных признаков, указывающих на природу карбонатных и карбонатно-силикатных инъекций. В пользу магматического генезиса могут свидетельствовать явно жильная форма карбонатных тел, изотропная структура карбонатных пород с равномерным распределением новообразованных силикатных минералов и отсутствие признаков вязко-пластического течения. Таким критериям отвечают почти все жильные тела мрам-

моров и кальцифиров, а также преобладающая доля мраморного меланжа. Но и отсутствие структур вязко-пластического течения в высокотемпературных зонах метаморфизма (гранулитовая и амфиболитовая фация) не исключает возможности более поздней перекристаллизации карбонатов. Исходя из этих соображений мы предполагаем, что жильные тела карбонатных и карбонатно-силикатных пород имеют интрузивную природу, а мраморные тектониты пади Крестовая являются результатом вязко-пластического выжимания. Для преобладающей части мраморных меланжей Приольхонья и о-ва Ольхон вопрос открыт и требует дополнительных исследований. Возможно, вопрос о генезисе инъецированных карбонатов не столь уж и важен по сравнению с обоснованием самого факта их инъецирования, но его решение может позволить хотя бы косвенно оценить амплитуды перемещения материала. Для варианта вязко-пластического течения (мраморные меланжи [17]) был аргументирован ограниченный транспорт карбонатного материала (не более сотен метров). Расплавное же состояние карбонатов позволяет предполагать более значительное перемещение вверх по разрезу (до 10 км).

Если исключить самое первое упоминание о мраморном меланже [17], то из упомянутых во введении публикаций, посвященных инъецированным карбонатным породам, только в двух из них карбонатные жилы связаны с коллизионным тектогенезом: в Гималайской системе [27, 31] и норвежских каледонидах [34].

В коллизионной системе Гималаев инъецированные карбонатные породы выявлены в пределах Восточно-Гималайского синтаксиса, где они образуют рои даек в гнейсах Кристаллического массива Больших Гималаев [31]. К сожалению, авторы цитируемой работы сосредоточили внимание на минералого-геохимической характеристике карбонатно-силикатных пород и не уделили внимания геологическим особенностям проявления этих даек. В статье приведена только мелкоштабная геологическая схема. Тем не менее, основные особенности проявления инъецированных карбонатных пород выделить можно. Расположение двух изученных роев карбонатных даек контролируются важнейшими сутурами Гималайской системы: Ярлунг-Цангпо (Yarlung-Zangbo) и Главным Центральным Надвигом (Main Central Thrust). Количество даек в каждом из роев составляет десятки, протяженность их до нескольких километров при мощности от нескольких сантиметров до десятков метров. Большинство даек по составу являются доломитовыми, доля силикатного материала в них варьирует от 0 до 30%. Ми-

неральные парагенезисы даек отвечают типично метаморфическим (форстерит, шпинель, флогопит, паргасит, скаполит и др.). В дайках нередко наблюдается зональность, выражающаяся в уменьшении размерности минеральных зерен и увеличении количества силикатных минералов в краевых частях. Вмещающие породы у контакта испытали средне- и высокотемпературные метасоматические преобразования. По минеральному составу и изотопно-геохимическим данным (C, O, Sr, Nd) карбонатные породы резко отличаются от мантийных карбонатитов и близки к осадочным породам. Здесь представлен только жильный тип инъецированных карбонатов. Датирование калиевых минералов карбонатных жил показало, что их внедрение происходило через 10–20 млн. лет после главной фазы сжатия в пределах Гималайской коллизионной системы [31].

В норвежских каледонидах Торма кальцитовые жилы описаны в пределах толщи переслаивания гнейсов и кальцитовых мраморов Верхнего надвига [34]. Маломощные жилы кальцитовых мраморов (до 20 см) развиваются вдоль осевых поверхностей изоклинальных складок. Предполагается вязко-пластичное выжимание карбонатного материала из мощных пластов мраморов, в обилии присутствующих в метаморфической толще. Инъецирование мраморов произошло на этапе коллапса орогена в результате сдвигового тектогенеза [34].

Приведенные примеры инъецированных карбонатных пород, связанных с коллизионными процессами, показывают, что их внедрение может быть обусловлено как внедрением карбонатного расплава, так и процессами вязко-пластического течения.

Авторы отдают себе отчет в том, что все признаки возможного расплавного состояния карбонатного материала являются косвенными, и не исключено, что рассмотренные разновидности инъецированных карбонатных и карбонатно-силикатных пород отвечают разным условиям их вязко-пластического течения. Однако, принимая во внимание принципиальную возможность плавления карбонатов в коровых условиях [29], можно считать достаточно убедительными описанные выше признаки внедрения и карбонатных расплавов. Если это действительно так, то в пределах Ольхонской коллизионной системы присутствуют оба варианта: мраморные меланжи (большей частью) являются результатом вязко-пластического выжимания карбонатного материала, в то время как многочисленные жилы мраморов и кальцифиров могут отвечать варианту внедрения карбонатного расплава.

Карбонатно-силикатный и/или метаморфический минглинг

Гранитные и аплит-пегматитовые жилы пользуются широким распространением в пределах Ольхонской коллизионной системы [6, 15], являясь прямым свидетельством массового плавления при коллизионном тектогенезе. Они не только образуют рои в полях развития метаморфических пород, но весьма многочисленны и в пределах габбровых массивов, равно как и в Тажеранском сиенитовом массиве. Выявлены жилы, связанные с ранним надвиговым этапом эволюции системы, с последующим формированием гранитогнейсовых куполов, однако наиболее мощные жилы, нередко формирующие рои, контролируются сдвиговым тектогенезом [6]. Как было показано ранее [21], именно сдвиговые деформации являются наиболее благоприятными для дренирования мантии и нижней коры, обеспечивая появление в средней коре мантийных выплавов базитового состава и совместное внедрение мантийных базитов с коровыми гранитами [10]. Однако минглинг не ограничивается только силикатными породами (гранитами и долеритами), в нем активно участвуют и карбонатные выплавки, обеспечивая появление карбонат-базитовых и карбонат-гранитных смесей (см. предыдущий раздел). Интересно и то, что внедрение базитов и гранитов проявлено не только в жильных телах карбонатных пород, но и в зонах метаморфического меланжа (см. рис. 3). Характер распространения габброидных тел и особенности их строения позволили предположить возможность метаморфического минглинга [19], когда порции базитового расплава впрыскивались в вязко-пластическую метаморфическую среду, в строении которой заметна роль мраморов. Результат — обособление отдельных “капель” базитов разного размера в метаморфическом матриксе, чаще всего — в карбонатах. Гранитные выплавки тоже могут быть субсинхронны инъектированию карбонатного меланжа, судя по задокументированным случаям в меланже.

Геологические доказательства близости процессов инъектирования карбонатов и внедрения сиенитов, базитов и гранитов подтверждаются и геохронологическими данными по Тажеранскому массиву, возраст которого находится в интервале 450–470 млн. лет [12]. В этот интервал попадает и оценка возраста тажеранита (466 ± 2 млн. лет) из жилы форстерит-шпинелевых кальцифиров. Более того, оказалось, что данные о возрасте перовскита из жилы форстерит-шпинель-флогопитовых кальцифиров (около 460 млн. лет) были получены еще в 80-х годах прошлого столетия [33], однако статья прошла незамеченной для геологов, так как была опубликована не в журнале гео-

логического профиля. С тех пор эта оценка возраста многократно подтверждена во многих лабораториях разными методами (см., например, [30]). Таким образом, не только габброиды и граниты, но и сиениты (включая нефелиновые) ассоциируют с инъекциями карбонатных пород.

Рассмотренные примеры из Западного Прибайкалья, а также сравнение этих данных с немногочисленными пока свидетельствами из других регионов, позволяют утверждать, что специфические, на первый взгляд, эффекты инъектирования карбонатных и силикатно-карбонатных пород не являются экзотическими, а, по-видимому, закономерно сопровождают коллизионные события. Материал по Ольхонскому региону позволяет предложить такую модель этих событий:

ЗАКЛЮЧЕНИЕ (В ПОИСКАХ МОДЕЛИ КАРБОНАТНЫХ ИНЪЕКЦИЙ В ОЛЬХОНСКОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЕ)

1. Косое схождение террейна [16] с Сибирским кратоном [8, 9] привело к тому, что после надвигообразования и купольного тектогенеза на ранних стадиях коллизии, стали резко преобладать сдвиговые деформации, обеспечивающие дренирование мантии и нижней коры [6, 16]. Поступление в нижнюю кору базитовых магм [7, 10] привело к процессам массового плавления силикатных и карбонатных пород и внедрению расплавов на более высокий уровень. Взаимодействие новообразованных гранитных магм с карбонатным субстратом в некоторых случаях приводило к образованию магм сиенитового состава. Коровое происхождение сиенитов подтверждается низкими значениями большинства индикаторных элементов в сиенитах [11] и нефелиновых сиенитах [5]. В этом плане, сдвиговая петля, в замке которой расположен Тажеранский массив [16], приурочена к локальной проницаемой зоне, в которую внедрялись сиениты (возраст 470 млн. лет), нефелиновые сиениты, карбонатные магмы доломитового состава и габброиды. При этом формировались описанные выше минглинговые смеси карбонатных и силикатных пород. На остальной территории Приольхонья зафиксированы гранит-базитовые минглинг-дайки, где базиты представлены толеитовыми, умеренно титанистыми или субщелочными разностями.

2. Инъектирование карбонатов происходило во всем возрастном интервале развития сдвиговой зоны и сопровождалось внедрением и гранитов, и базитов. Масштабы такого инъектирования пока оценить трудно, но можно полагать, что их проявление не ограничится только зонами мрамор-

ного меланжа и жильными телами. Протяженность некоторых “горизонтов” мраморов (см. рис. 1), реально картируемых на поверхности, составляет десятки километров, а структура Ольхонской системы, между тем, представляет собой тесно упакованный композит из многочисленных сдвиговых пластин, разделенных бластомилонитовыми швами [16]. Очень сложно представить себе сохранность первичной формы наиболее пластичных при синметаморфическом тектогенезе относительно маломощных карбонатных пластов. К тому же часто эти “горизонты” не только совпадают с важнейшими сдвиговыми швами (ср. рис. 1а и 1б), но нередко и содержат включения силикатных пород, а это прямой признак их принадлежности к инъекционным образованиям.

3. Проницаемые зоны, обусловленные сдвиговой тектоникой, служили каналами проникновения в верхние горизонты коры не только силикатных и карбонатных магм, а также вязко-пластических карбонатных выжимок, но и высокотемпературных флюидов, которые обусловили региональное распространение скарноидов преимущественно гранат-пироксенового состава. Эти зоны скарирования картируются практически на всей территории Приольхонья и не имеют прямой связи с какими либо магматическими телами.

4. Многоэтапность сдвиговых деформаций [16, 21] и имеющиеся датировки различных магматических пород, участвующих в сдвиговом тектогенезе, позволяют говорить о достаточно продолжительном существовании активной сдвиговой зоны, наиболее мощное проявление которой датируется интервалом 470–450 млн. лет.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 11-05-00267, 12-05-00229), гранта ОПТЭК, а также в рамках интеграционной программы ОНЗ-СО РАН № 10.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бибилова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В., Богдановский О.Г., Кирнозова Т.И., Ляликов А.В., Макаров В.А., Аракелянц М.М., Кориковский С.П., Федоровский В.С., Петрова З.И., Левицкий В.И. U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) / Геология и геохронология Сибирской платформы и прилегающих областей. Л.: Наука, 1990. С. 170–183.
2. Божко Н.А. Офиолиты центральной части Западного Прибайкалья // ДАН СССР. 1975. Т. 223. № 2. С. 421–424.
3. Божко Н.А., Демина Л.И. Тектоническое положение и петрология эколитоподобных пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1973. № 10. С. 49–59.
4. Конев А.А., Самойлов В.С. Контактный метаморфизм и метасоматоз в ореоле Тажеранской щелочной интрузии. Новосибирск: Наука, 1974. 246 с.
5. Левицкий В.И., Левицкий И.В., Котов А.Б., Скляров Е.В. Святоносцы Тажеранского массива — первые данные о геологическом положении и вещественных характеристиках / Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту. М-лы совещания. Вып. 7. Т. 1. Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН, 2009. С. 166–169.
6. Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем) / М.: Научный Мир, 2001. 256 с.
7. Скляров Е.В., Федоровский В.С., Гладкочуб Д.П., Владимиров А.Г. Синметаморфические базитовые дайки — индикаторы коллапса коллизионной структуры Западного Прибайкалья // Докл. РАН. 2001. Т. 381. № 4. С. 522–527.
8. Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М. Геологические комплексы южной краевой части Сибирского кратона — индикаторы эволюции неопротерозойского суперконтинента // Российский журнал наук о Земле. 2002. Т. 3. № 4. С. 171–186.
9. Скляров Е.В. (Ред.) Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2006. 367 с.
10. Скляров Е.В., Федоровский В.С. Тектонические и геодинамические аспекты механического смещения магм (магматического минглинга) // Геотектоника. 2006. № 2. С. 47–64.
11. Скляров Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Старикова А.Е. Карбонатиты — не карбонатиты, но и не стратифицированные образования / Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту. М-лы совещания. Вып. 7. Т. 2. Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН, 2009. С. 84–86.
12. Скляров Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Левицкий В.И., Сальникова Е.Б., Старикова А.Е., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Федосеев А.М. Карбонатиты в коллизионных обстановках и квазикарбонатиты Ольхонской коллизионной системы // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. С. 1405–1423.
13. Скляров Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Старикова А.Е. Карбонатиты — продукты плавления метаосадочных пород в коллизионных обстановках: характер проявления и тектонические следствия / Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. М-лы XLIII Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2010. С. 261–264.
14. Скляров Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Старикова А.Е. Инъекционные карбонатные и силикатно-карбонатные комплексы в коллизионной структуре За-

- падного Прибайкалья / Тектоника, магматизм и геодинамика востока Азии. М-лы всероссийского совещания. Хабаровск: ИТИГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 2011. С. 216–219.
15. Федоровский В.С. Геологическая карта юго-западной части Ольхонского региона. Масштаб 1 : 100000. М.: Изд-во ГГМ РАН им. В.И. Вернадского, 2004.
 16. Федоровский В.С., Скляров Е.В. Ольхонский геодинамический полигон (Байкал): аэрокосмические данные высокого разрешения и геологические карты нового поколения / Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1. № 4. С. 331–418.
 17. Федоровский В.С., Добржинская Л.Ф., Молчанова Т.В., Лихачев А.Б. Новый тип меланжа (Байкал, Ольхонский регион) // Геотектоника. 1993. № 4. С. 30–45.
 18. Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргополов С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3–22.
 19. Федоровский В.С., Хромых С.В., Сухоруков В.П., Куйбида М.Л., Владимиров А.Г., Скляров Е.В., Докукина К.А., Чамов С.Н. Метаморфический минглинг (новый тип минглинг-структур) / Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Материалы XXXVI Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2003. С. 255–259.
 20. Федоровский В.С., Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Котов А.Б., Каргополов С.А., Лавренчук А.В., Старикова А.Е. Геологическая карта массива Тажеран. М.: Изд-во "Группа компаний А1 ТИС", 2009.
 21. Федоровский В.С., Скляров Е.В., Изох А.Э., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М. Сдвиговый тектогенез и щелочно-базитовый магматизм в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 682–700.
 22. Ферштатер Г.Б., Пушкарёв Е.В. Карбонатные породы в офиолитовом Кемпирсайско-Хабарнинском комплексе (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 12. С. 27–37.
 23. Bell K., Tilton G.R. Probing the mantle: the story from carbonatites // EOS. 2002. Vol. 83. P. 273–277.
 24. Burkhard M. Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review // J. Structural Geology. 1993. Vol. 15. P. 351–368.
 25. Drabek M., Fryda J., Janoushek V., Sarbach M. Regionally metamorphosed carbonatite-like marbles from the Varied Group, Moldanubian Unit, Bohemian Massif, Czech Republic, and their Mo–Th–Nb–REE mineralization / C.J. Stanley et al. (Eds.). Mineral deposits, Vol. 1. Processes to Processing. Rotterdam: Balkema, 1999. P. 8–635.
 26. Fanelli M.T., Cava N., Wyllie P.J. Calcite and dolomite without portlandite at a new eutectic in $\text{CaO-MgO-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ with applications to carbonatites / Morphology and Phase Equilibria of Minerals, Proceedings of the 13th General Meeting of the International Mineralogical Association. Sofia: Bulgarian Academy of Science, 1986. P. 313–322.
 27. Hou Z., Tian S., Yuan Z., Xie Y., Yin S., Yi L., Fei H., Yang Z. The Himalayan collision zone carbonatites in western Sichuan, SW China: petrogenesis, mantle source and tectonic implication // Earth Planet. Sci. Lett. 2006. Vol. 244. P. 234–250.
 28. Le Bas M.J., Babattat M.A.O., Taylor R.N., Milton J.A., Windley B.F., Evins P.M. The carbonatite-marble dykes of Abyan province, Yemen Republic: the mixing of mantle and crustal carbonate materials revealed by isotope and trace element analysis // Mineralogy and Petrology. 2004. Vol. 82. P. 105–135.
 29. Lentz D.R. Carbonatite genesis: A reexamination of the role of intrusion-related pneumatolytic skarn processes in limestone melting // Geology. 1999. Vol. 27. P. 335–338.
 30. Li Q., Li X., Liu Y., Wu F., Yang J., Mitchell R.H. Precise U–Pb and Th–Pb age determination of kimberlitic perovskites by secondary ion mass spectrometry // Chemical Geology. 2010. Vol. 269. P. 396–405.
 31. Liu Y., Berner Z., Massonne H.-J., Zhong D. Carbonatite-like dykes from the eastern Himalayan syntaxis: geochemical, isotopic, and petrogenetic evidence for melting of metasedimentary carbonate rocks within the orogenic crust // J. Asian Earth Sciences. 2006. Vol. 26. P. 105–120.
 32. Mollo S., Gaeta M., Freda C., Di Rocco T., Misiti V., Scarlato P. Carbonate assimilation in magmas: A reappraisal based on experimental petrology // Lithos. 2010. Vol. 114. P. 503–514.
 33. Oversby V.M., Ringwood A.E. Lead isotopic studies of zirconolite and perovskite and their implications for long range Synroc stability // Radioact. Waste Management. 1981. Vol. 1. P. 289–307.
 34. Roberts D., Zwaan K.B. Marble dykes emanating from marble layers in an amphibolite-facies, multiply-deformed carbonate succession, Troms, northern Norway // Geological Magazine. 2007. Vol. 144. № 5. P. 883–888.
 35. Rutter E.H., Casey M., Burlini L. Preferred crystallographic orientation development during the plastic and superplastic flow of calcite rocks // J. Structural Geology. 1994. Vol. 16. P. 1431–1446.
 36. Sklyarov E.V. (Ed.). Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage: North-Eastern segment (Guidebook and abstract volume of the Siberian Workshop IGCP-480). Irkutsk: Print IEC SB RAS, 2005. 291 p.
 37. Vuorinen J.H., Skelton A.D.L. Origin of silicate minerals in carbonatites from Alno Island, Sweden: magmatic crystallization or wall rock assimilation // Terra Nova. 2004. Vol. 16. P. 210–215.
 38. Wan Y., Liu D., Xu Z., Dong C., Wang Z., Zhou H., Yang Z., Liu Z., Wu J. Paleoproterozoic crustally derived carbonate-rich magmatic rocks from the Daqinshan area, North China Craton: geological, petrographical, geochronological and geochemical (Hf, Nd, O and C) evidence // American Journal of Science. 2008. Vol. 308. P. 351–378.
 39. Wyllie P.J., Tuttle O.F. The system $\text{CaO-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ and the origin of carbonatites // Journal of Petrology. 1960. Vol. 1. № 1. P. 1–46.

Рецензенты: М.Г. Леонов, А.В. Самсонов

Carbonate and Silicate—Carbonate Injection Complexes of Collision Systems in the West Baikal Region

E. V. Sklyarov^a, V. S. Fedorovsky^b, A. B. Kotov^c, A. V. Lavrenchuk^d,
A. M. Mazukabzov^a, and A. E. Starikova^d

^a Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, ul. Lermontova 128, Irkutsk, 664033 Russia

^b Geological Institute, Russian Academy of Sciences, per. Pyzhevskii 7, Moscow, 119017 Russia

^c Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences,
nab. Makarova 2, St. Petersburg, 199034 Russia

^d Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences,
pr. Akademika Koptyuga 3, 630090 Russia

e-mail: skl@crust.irk.ru; west45@migmail.ru

Received April 23, 2012

Abstract—Two types of carbonate and carbonate—silicate rocks: synmetamorphic marble melange and veined bodies in amphibolites, gabbroic rocks, and syenites are recognized in the Early Paleozoic Ol'khon collision system in the West Baikal region. The marble melange is characterized by the various size of the fragments of the crystalline schists, gneisses, metagabbros, and granites. It is suggested that the melange was injected into the silicate matrix as a result of a viscous-plastic flow. The calcite, dolomite, and carbonate—silicate rocks are characterized by their massive and fine-grained texture. They are often associated with almost coeval granite and dolerite dikes and occasionally reveal indications of carbonate—silicate mingling. It is suggested that carbonate and carbonate—silicate rocks were injected at the late stages of the synmetamorphic tectogenesis. In isotopic composition, geochemistry, and mineralogy, these carbonate rocks differ from mantle carbonatites, and their formation is most likely related to the melting of carbonate rocks in the lower crust in the presence of aqueous fluid according to the model proposed by Lentz [29]. The shearing facilitated drainage of the lower crust and the upper mantle and made it possible to supply carbonate material to the upper mantle as a melt and a viscous-plastic mixture along with crustal granitic and mantle-derived basic melts. The injection carbonate rocks have been described from other metamorphic complexes, e.g., in the Caledonides of Norway and the Himalayan collision system.