

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ БАЗИТОВЫХ ИНТРУЗИЙ ТАСТАУСКОЙ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ (Восточный Казахстан)

К.А. Докукина, В.Г. Владимиров*

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

* Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

В пределах позднегерцинской Тастауской вулканоплутонической структуры (Чарская сдвиговая зона, Восточный Казахстан) в метаморфизованных песчано-сланцевых отложениях раннего карбона обнаружены необычные по морфологии и размеру (2—70 см) базитовые обособления, имеющие интрузивные контакты с вмещающими породами. Становление базитовых микроинтрузий связывается с тектоническими процессами сдвиговой природы, которые обеспечили нарушение внутренней структуры метаосадочных толщ и, как следствие, падение их вязкости. Скорости деформации были сопоставимы с современными внутрикоровыми землетрясениями. Интенсивные сдвиговые деформации и синхронное впрыскивание маловязкого расплава привели к его дезинтеграции и „рассеиванию“ вдоль линейных тектонических зон с формированием глобулярных и других интрузивных тел. В статье дается характеристика базитовых тел и приводится тектоническая модель их формирования.

Фрагментация расплава, синкинematический магматизм, сдвиговые зоны, пеперит, Восточный Казахстан.

TECTONIC CONTROL OF MAFIC INTRUSIONS IN THE TASTAU VOLCANOPLUTONIC COMPLEX (eastern Kazakhstan)

K.A. Dokukina and V.G. Vladimirov

We discovered unusual very small (2 to 70 cm) mafic bodies intruded into metamorphosed Early Carboniferous sandstone and shale in the Late Paleozoic Tastau volcanoplutonic complex (Char shear zone, eastern Kazakhstan). The small intrusions possibly emplaced during shearing, when sediments experienced cataclasis and ensuing viscosity decrease. The shear rate was comparable with that in historic crustal earthquakes. Rapid shear motion concurrent with magmatism caused fragmentation of the injecting low-viscosity melt and its dispersal in globular and other bodies along linear breccia zones. The origin of the intrusions is explained in a tectonic model.

Melt injection, melt fragmentation, synkinematic magmatism, shear zone, peperite

ВВЕДЕНИЕ

В научной литературе последних лет все большее внимание уделяется изучению проницаемости земной коры в пределах крупных тектонических нарушений. Особый интерес уделяется вопросам син-сдвигового магматизма [Simony, Carr, 1997; Berdiel et al., 1997; Hogan et al., 1998; и др.], поскольку инъецирование магмы в тектонически-активных зонах может сопровождаться дезинтеграцией расплава, изменением морфологии и внутреннего строения магматических тел, что, в свою очередь, может служить индикатором условий и палеообстановок в период реактивации тектонических движений. В настоящей работе обсуждаются эти проблемы на примере становления базитовых микроинтрузий Тастауской вулканоплутонической структуры (Чарская сдвиговая зона, Восточный Казахстан).

В пределах позднегерцинской Тастауской вулканоплутонической структуры (Чарская сдвиговая зона, Восточный Казахстан) в песчано-сланцевых отложениях раннего карбона обнаружены необычные по морфологии и размеру (2—70 см) базитовые обособления, имеющие интрузивные контакты с вмещающими породами. Формирование подобных небольших интрузивных тел, по мнению авторов, связано с фрагментацией основного расплава в условиях его синкинematического впрыскивания в зоны высокоскоростных деформаций [Vladimirov et al., 2001; Докукина, Владимиров, 2005], в данном случае относящихся к Чарской сдвиговой системе центральной части Обь-Зайсанской складчатой области (рис. 1). Современная структура последней рассматривается [Берзин и др., 1994] в качестве аккреционного клина, где тектонически совмещены блоки, пластины, чешуи пород различного состава и возраста, среди которых существенную роль играют отторженцы океанической коры. Заложение тектонических нарушений Чарской сдвиговой системы связывается с коллизией Казахстанского и Сибирского континентов [Буслов и др., 2003; Берзин, Кунгурцев, 1996].

Тастауская вулканоплутоническая структура (рис. 2) является одним из наиболее крупных и сложных проявлений позднегерцинского магматизма Чарской зоны. Здесь сосредоточены практически все воз-

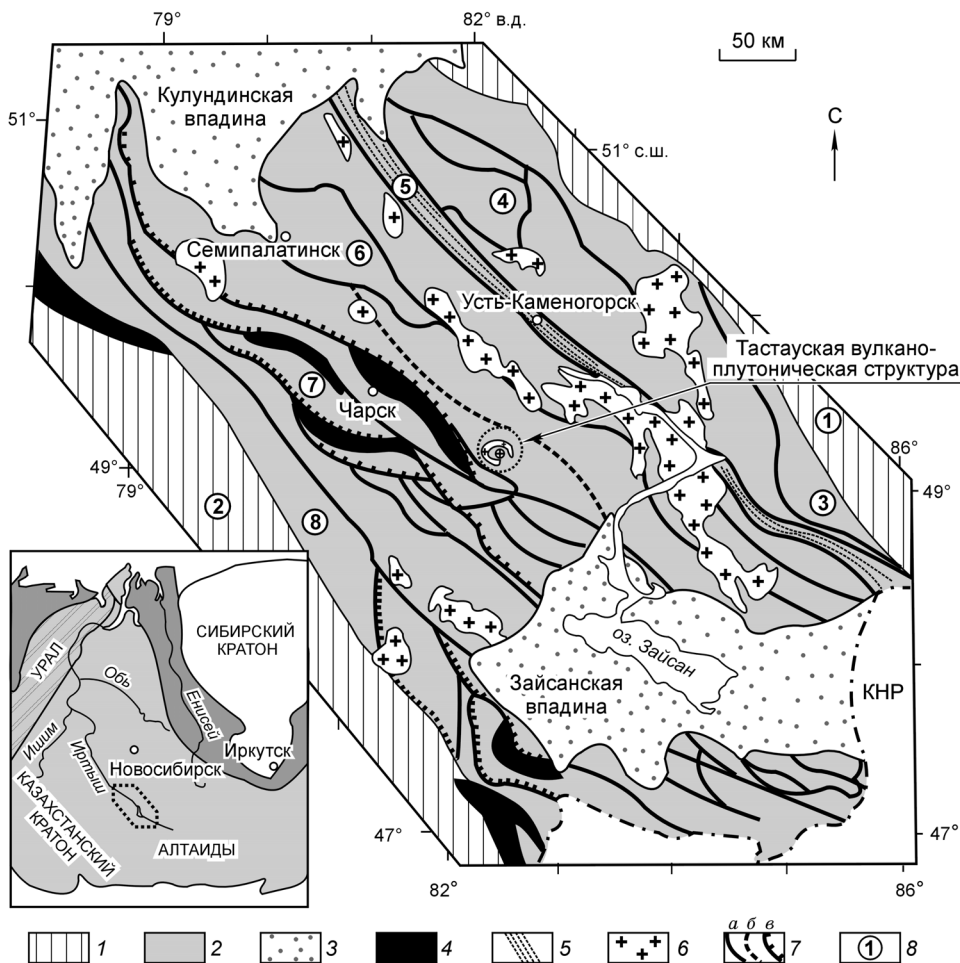


Рис. 1. Тектоническая схема Зайсанской складчатой области, Восточный Казахстан (по материалам [Берзин и др., 1994]).

1 — докембрий и нижний палеозой; 2 — средний—верхний палеозой и мезозой; 3 — кайнозой; 4 — нерасчлененные комплексы пород океанической коры: серпентинитовый меланж, офиолиты, блоки высокобарических пород; 5 — нерасчлененные комплексы Иртышской сдвиговой зоны; 6 — нерасчлененные коллизионные и постколлизионные граниты среднего—позднего палеозоя (ранний триас); 7 — разрывные нарушения: *а* — достоверные, *б* — предполагаемые, *в* — надвиги; 8 — структурно-формационные зоны: 1, 2 — каледонские (1 — Горного Алтая, 2 — Чингиза), 3 — Белоубинско-Южноалтайская, 4 — Рудноалтайская, 5 — Иртышская, 6 — Калба-Нарымская, 7 — Чарской сдвиговой зоны, 8 — Жарма-Саурская.

растные и фациальные разновидности изверженных пород тастауской вулканоплутонической базит-гранитоидной серии (C_2 — P_1) [Ермолов и др., 1978, 1983], которые проявлены в виде кольцевых и линейных вулканических и вулканоплутонических структур, а также интрузивов, которые образуют региональный магматический пояс северо-западного простирания.

Существует несколько точек зрения на происхождение бимодального магматизма в пределах Чарской зоны и Палеоазиатского пояса в целом. Согласно первой, среднепозднекаменноугольные вулканоплутонические образования обусловлены надсубдукционными процессами [Zonenshain et al., 1990; Гордиенко, 2003]. Согласно второй точке зрения, они относятся к инверсионной фазе тектонического режима — к отрыву и косому погружению палеослабов под Казахский и Сибирский континенты [Владимиров и др., 2003]. Имеются представления и о рифтогенной природе этих образований [Научные результаты..., 1994].

ТАСТАУСКАЯ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА

Наиболее детальные исследования Тастауской вулканоплутонической структуры (C_{2-3}) были проведены П.В. Ермоловым и А.Г. Владимировым [Ермолов и др., 1983]. Согласно их данным, в плане она представляет собой центральный шток, окруженный двумя системами кольцевых интрузивных тел в форме эллипса размером 13×18 км. На юго-востоке внутреннее кольцо выделяется достаточно четко, на северо-западе — внутреннее и внешнее кольца пространственно совмещены. На геолого-геофизическом

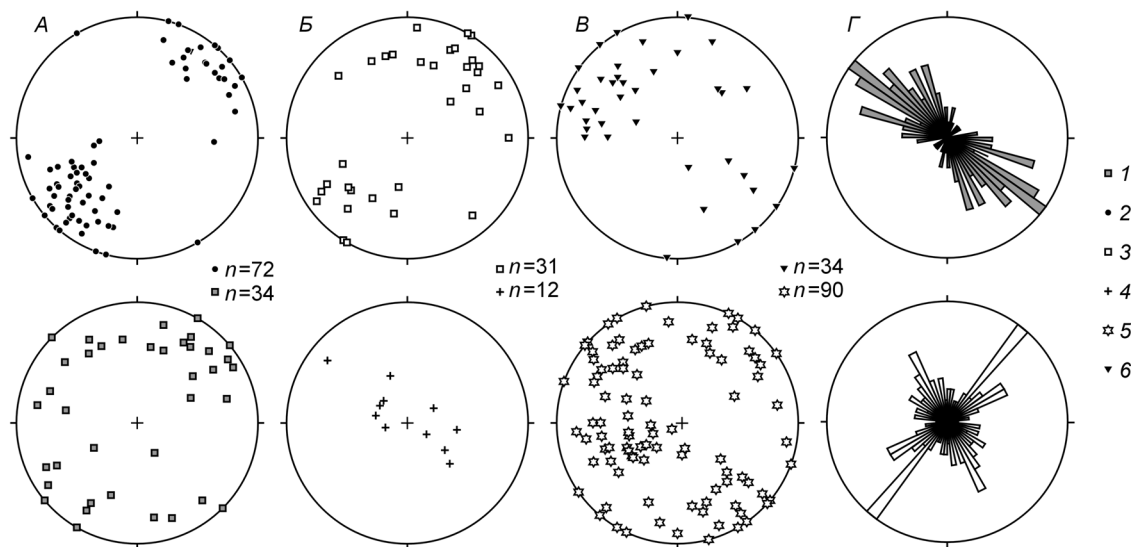
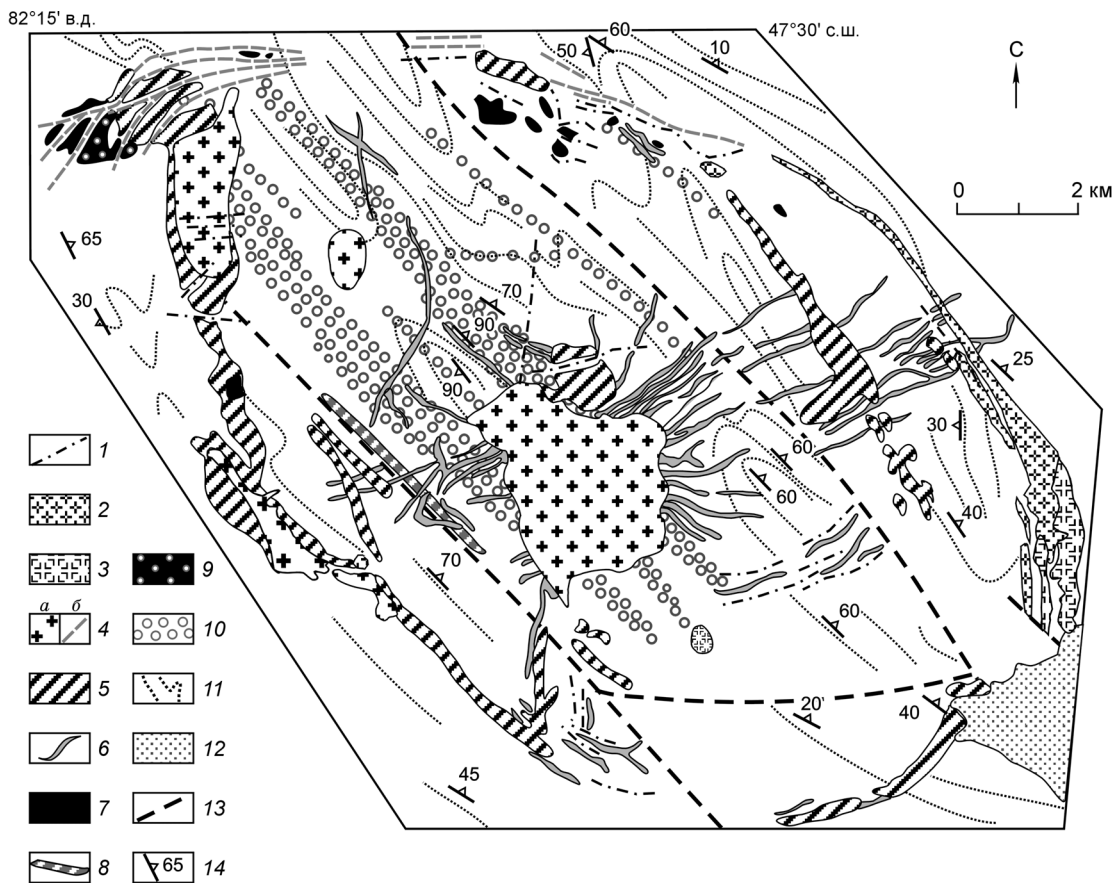


Рис. 2. Схема геологического строения позднепалеозойской Тагтауской кольцевой вулканоплутонической структуры (по материалам [Ермолов и др., 1983]).

1 — послегранитовые дайки диабазов, диабазовых порфиритов, граносиенит-порфиров, сиенит-порфиров; 2 — лейкограниты; 3 — кварцевые сиениты; 4 — граниты (а), граносиениты (б); 5 — меланократовые граносиениты; 6 — субвулканические фельзитовые и гранит-порфировые дайки; 7 — оливиновые габбро и габбронориты, 8 — плагиоклазовые порфириты, 9 — “пестрые диориты”, — минглинг кальциевых базитов, двупироксеновых порфиритов, диоритов и гранитов; 10 — линейные зоны, насыщенные телами базитовых микроинтрузий; 11 — вмещающие песчано-сланцевые отложения (С₁), 12 — рыхлые отложения, 13 — разломы, 14 — элементы залегания.

Стереогаммы элементов залегания пород (А—В): А — отдельность в метапесчаниках (1) и сланцеватость в метаалевролитах (2); Б — отдельность (3) и линейность (4) тектонических брекчий; В — залегание недеформированных (5) и фрагментированных (6) базитовых жил. Линейные и плоскостные элементы показаны на равноугольной проекции нижней полусферы. Г — роза-диаграмма простирания фрагментированных базитовых тел (серый тон) и сопряженных жил (белый тон).

разреze [Ермолов и др., 1983] Тастауская структура представляет собой усеченный конус, обращенный вершиной вниз. Вмещающие породы представлены метаморфизованными осадочными отложениями верхнего карбона.

Тастауская базит-гранитоидная серия магматических пород. В строении структуры участвует широкий спектр магматических пород: многофазные гранитоиды тастауской серии (C_3-P_1), габбро-нориты и габбро-диориты максутского комплекса (C_{2-3} , ?) и базиты ($C_3-P_{1,?}$) (см. рис. 2, 3) [Ермолов и др., 1983].

Наиболее древними из изверженных пород вулканоплутонической структуры считаются базиты максутского комплекса, относящиеся по содержанию щелочей к габброидам субщелочного ряда с содержанием K_2O до 2 мас. %.

Микроитрузии кальциевых базитов залегают в пределах линейных зон тектонического брекчирования в центральной части вулканоплутонической структуры (см. рис. 2), а также принимают участие в составе синплутонических тел гранитов и диоритов на северо-западе структуры. Базиты характеризуются повышенным содержанием кальция, низким содержанием щелочей, широкими вариациями по всем главным элементам и не укладываются в общий тренд дифференциации тастауской серии. По соотно-

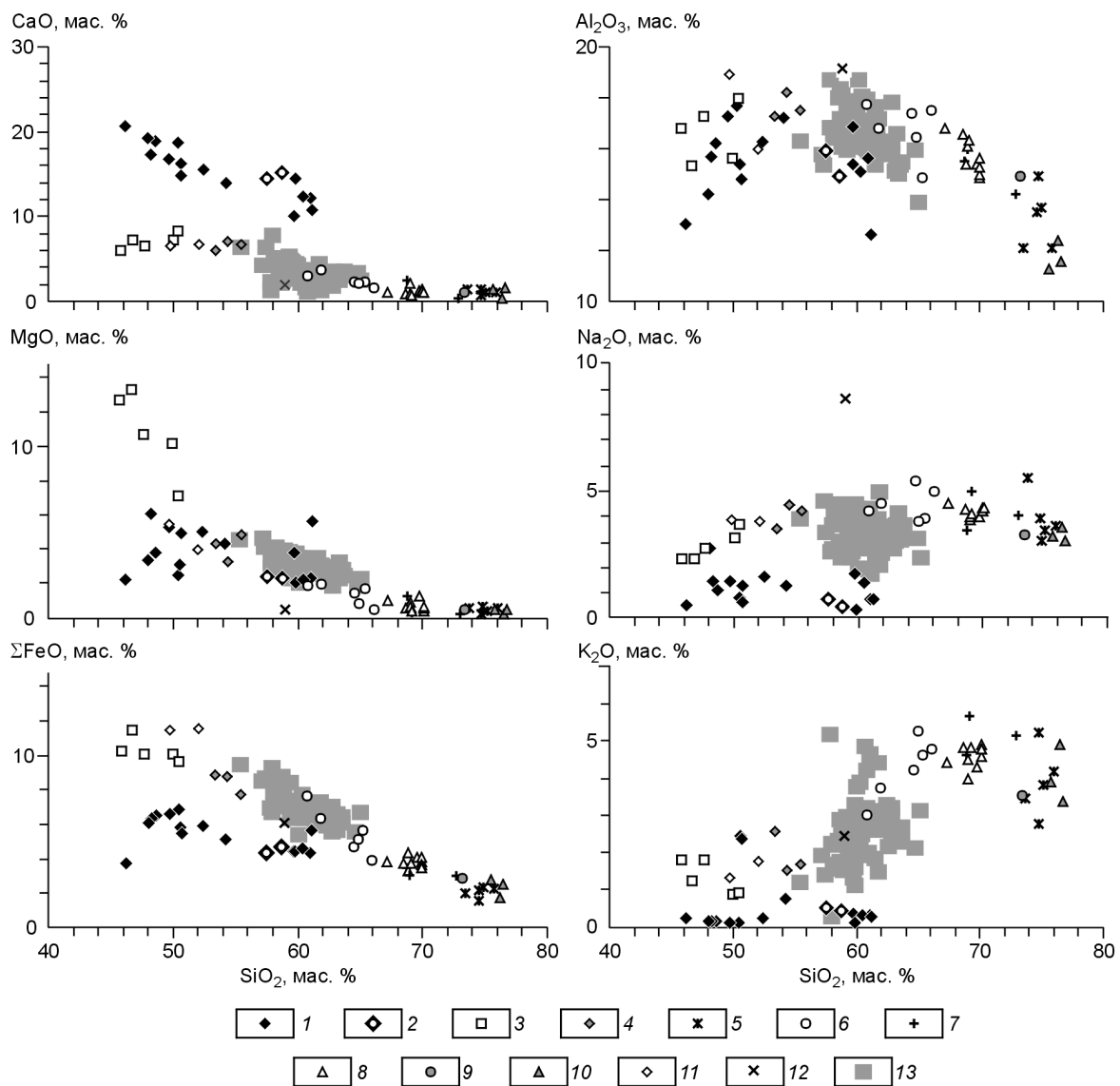


Рис. 3. Химический состав магматических пород Тастауской вулканоплутонической структуры.

1 — кальциевые базиты из осадочных пород; 2 — то же, из включений в диоритах; 3 — оливиновые габбро; 4 — диориты; 5 — фельзиты; 6 — меланократовые граносиениты 1-й фазы; 7 — граносиенит-порфиновые дайки; 8 — лейкократовые граносиениты 1-, 2-й фаз; 9 — граниты 2-й фазы; 10 — лейкограниты 3-й фазы; 11 — послегранитовые диабазовые порфириты; 12 — послегранитовые сиенитовые порфириты; 13 — вмещающие породы.

шению кремнезема и щелочей базиты попадают на границы полей габбро, диоритов и кварцевых диоритов (см. рис. 3). По-видимому, высокая дисперсия их составов была обеспечена малым размером тел в условиях тектонического контроля перемещения и консолидации базитового расплава (см. ниже).

Породы тастауской гранитоидной серии слагают большую часть вулканоплутонической структуры (см. рис. 2). По составу и геологическому положению они объединены в три группы [Ермолов и др., 1983]. Первая из них представлена дайками фельзитов, характеризующихся высокой кремнекислотностью и довольно значительной вариацией по содержанию калия и натрия (см. рис. 3). Дайки образуют пояс северо-восточной ориентировки, протягивающийся за пределы кольцевой вулканоплутонической структуры.

Ко второй группе отнесены гипабиссальные мелано-, лейкократовые граносиениты, граниты и лейкограниты (гипабиссальная фация, 1—4-я фазы, тастауский комплекс). Это хорошо раскристаллизованные породы, имеющие следы закалки в эндоконтактных зонах. Меланократовые граносиениты 1-й фазы являются главной фазой тастауской гранитоидной серии. Они слагают внешнее интрузивное кольцо и, частично, центральную часть штока. Граносиениты и граниты 2—4-й фаз завершают формирование тастауской вулканоплутонической постройки и слагают, в том числе, ее центральный шток. Гранитоиды второй группы тастауской серии не деформированы и секут субвулканические дайки фельзитов и линейную зону, насыщенную базитовыми микроинтрузиями (см. рис. 2).

Третья группа гранитоидов тастауской серии включает в себя послегранитовые дайки диабазовых порфиринов, сиенит-порфиринов и граносиенит-порфиринов (тастауский комплекс, гипабиссальная фация). Они являются наиболее поздними в тастауской ассоциации, имеют секущее положение к ее ранним гранитоидными фазам и являются последними проявлениями магматической активности вулканоплутонической структуры в целом.

Комплекс осадочных пород, вмещающий магматиты Тастауской структуры, представлен слабометаморфизованными полимиктовыми песчаниками, алевропесчаниками и алевролитами серпуховских отложений (C_1S), которые широко распространены в пределах Чарской зоны [Ермолов и др., 1983].

Песчаники и алевропесчаники представляют собой среднезернистые слаборасланцованные до массивных породы преимущественно серого с зеленоватым оттенком цвета. Породы состоят из плохо сортированных, округлых и угловатых зерен кислого и среднего плагиоклаза, кварца, обломков разнообразных пород и темноцветных минералов. Размер обломков варьирует от 0.2—0.75 мм (алевропесчаники) до 0.2—4.0 мм (песчаники). Цементирует обломки и крупные зерна тот же материал, но тонко измельченный и в разной степени перекристаллизованный (ассоциации с кварцем, плагиоклазом, биотитом и хлоритом). Встречаются разновидности алевропесчаников с неразличимыми невооруженным взглядом обломками, а наиболее измельченные разности представлены темно-серыми и черными алевролитами.

На диаграммах состава вмещающие породы образуют компактные группы (см. рис. 3) [Ермолов и др., 1983]: $SiO_2 = 55.12—64.52\%$; $TiO_2 = 0.55—0.99$; $Al_2O_3 = 14.01—18.51$; $\Sigma Fe_2O_3 = 5.59—9.64$; $MnO = 0.06—0.21$; $MgO = 1.91—4.76$; $CaO = 1.5—7.81$; $Na_2O = 1.77—4.50$; $K_2O = 1.17—3.24\%$. В целом вмещающие породы характеризуются невысоким содержанием кальция (в среднем 3.42 %, 76 определений) и преобладанием Na_2O (среднее 3.46 %) над K_2O (среднее 2.54 %). На классификационных диаграммах Петтиджона и Хирона по главным элементам [Петтиджон и др., 1976; Негрон, 1988] осадочные породы Тастауской вулканоплутонической структуры попадают в поле граувакк, на диаграммах классификации тектонических обстановок накопления граувакк Бхатия [Bhatia, 1983] они попадают в обстановку осадко-накопления океанических островных дуг.

Уровень метаморфизма осадочных пород за пределами вулканоплутонической постройки не превышает зеленосланцевой фации (ассоциации с биотитом и хлоритом). Вокруг гранитоидов центрального штока и в линейных зонах, насыщенных многочисленными телами базитов (см. рис. 2), отмечается ороговикование пород с образованием предельных парагенезисов: кварц-плагиоклаз-биотит-калишпат-кордиерит, кварц-биотит-мусковит-плагиоклаз-актинолит, кварц-плагиоклаз-роговая обманка [Ермолов и др., 1983].

Метаосадочные породы деформированы в крупные линейные складки регионального масштаба, далеко выходящие за пределы вулканоплутонической структуры. Залегание осадочных толщ в пределах и в обрамлении вулканоплутонической структуры преимущественно субвертикальное и имеет общее северо-западное простирание. Прослой песчаников и алевропесчаников преобладают над алевролитами, мощность которых редко превышает 10 м. Характер чередования не выдержан. Равномерное переслаивание песчаников, алевропесчаников и алевролитов типично только для северо-западной части структуры.

Тектониты осадочных пород. К центральной части Тастауской вулканоплутонической структуры приурочены линейные тектонические зоны (см. рис. 2), северо-западная ориентировка которых совпадает с простиранием основных тектонических структур Чарской сдвиговой системы (см. рис. 1, 2). Секущие геологические взаимоотношения указывают, что заложение линейных зон предшествовало образованию кольцевой структуры, однако, как будет показано ниже, разрыв во времени между этими двумя событиями был по геологическим меркам незначителен.

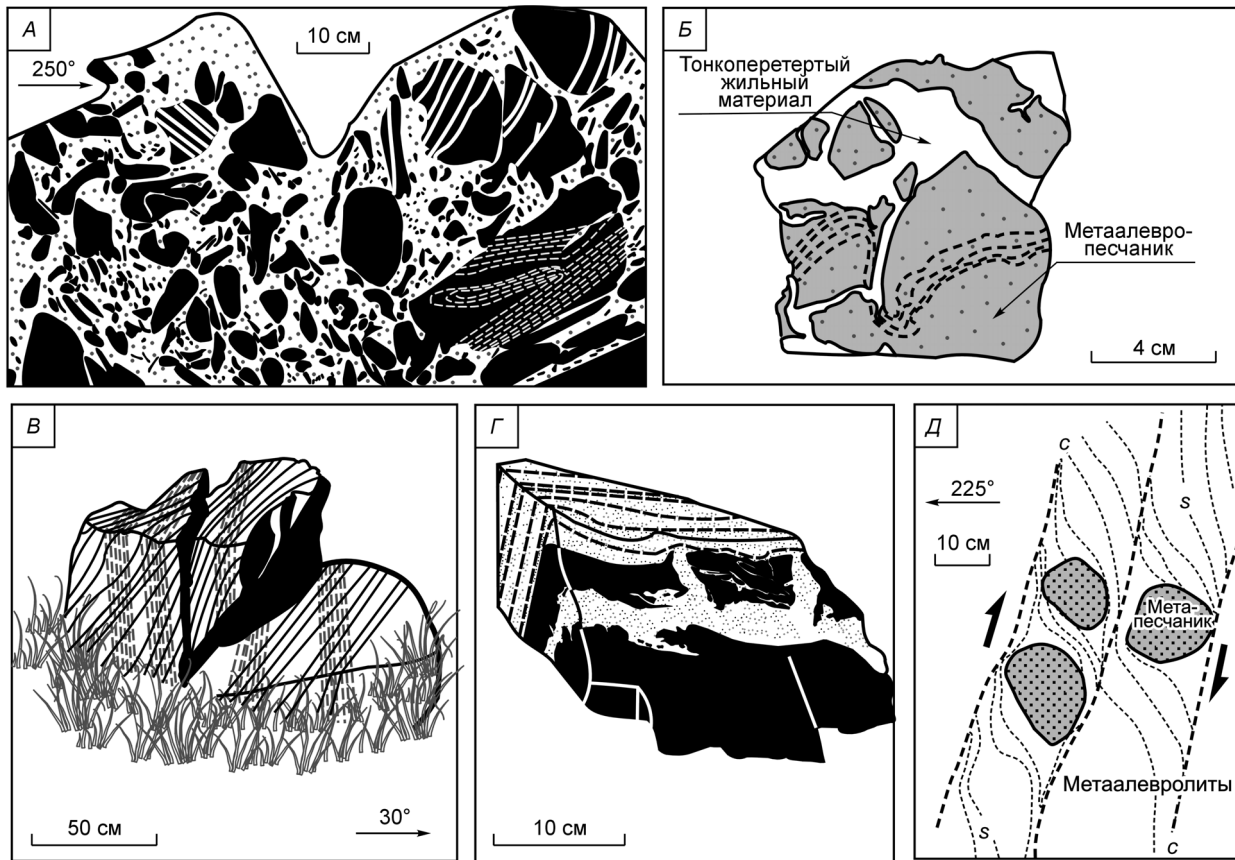


Рис. 4. Зарисовки обнажений вмещающих пород Таастауской вулканоплутонической структуры.

А — тектонические брекчи (фрагменты алевролитов (черный цвет) в песчаном матриксе (крап); в обломках алевролитов сохраняются фрагменты докатакластической (белые сплошные линии) полосчатости и седиментационной слоистости (белые прерывистые линии). *Б* — тектонически раздробленный песчаник со следами первичной (конседиментационной) слоистости. *В* — соотношение первично-осадочной слоистости (штриховые линии) и наложенной сланцеватости (сплошные линии) в метаалевролитах. *Г* — будинаж первично-осадочного прослоя алевролитов (черный цвет) в песчаниках (крап). *Д* — *C/S*-структура растяжения с элементами будинажа песчанитого прослоя (субвертикальная плоскость обнажения).

Метаосадочные породы, слагающие линейные зоны, интенсивно брекчированы и катаклазированы. Брекчи представлены угловатыми несортированными обломками алевролитов различного размера в песчанитом и алевропесчанитом матриксе (рис. 4, *А*), либо обломками песчаников (см. рис. 4, *Б*), промежутки между которыми заполнены тонкоперетертým материалом. В метаосадочных породах фиксируются компрессионные [Sanderson, Marchini, 1984] сдвиговзбросовые деформации правого знака смещения, которые отслеживаются по *C/S*-структурам растяжения (см. рис. 4, *Д*) и колчановидным складкам как в метаосадочных породах, так и в секущих их фрагментированных и нефрагментированных базитовых жилах. Перечисленные геологические данные указывают на сдвиговую природу тектонитов.

Наиболее интенсивные катаклаз и брекчирование метаосадочных пород наблюдаются в северо-западной части структуры. Следует отметить субконформность зон брекчирования пачкам переслаивания песчаников и алевролитов. Осадочная слоистость во вмещающих породах, которую иногда удается наблюдать в прослоях метапесчаников и метаалевролитов, простирается в северо-западном направлении с субвертикальными углами падения. Однако в обнажениях осадочная слоистость имеет азимутальное и угловое несогласие с более поздней сланцеватостью (см. рис. 4, *В*).

МИКРОИНТРУЗИИ БАЗИТОВ

В пределах Таастауской вулканоплутонической структуры микроинтрузии высококальциевых базитов приурочены к линейным тектоническим зонам. Кроме этого, они входят в состав минглинг даек на северо-западе вулканоплутонической постройки.

Базитовые тела, приуроченные к тектоническим зонам, распределены неоднородно, их количество возрастает с приближением к центральному штоку структуры (см. рис. 2). По морфологии и характеру контактов базиты можно подразделить на три типа. К первому относятся дайки небольшой мощности и

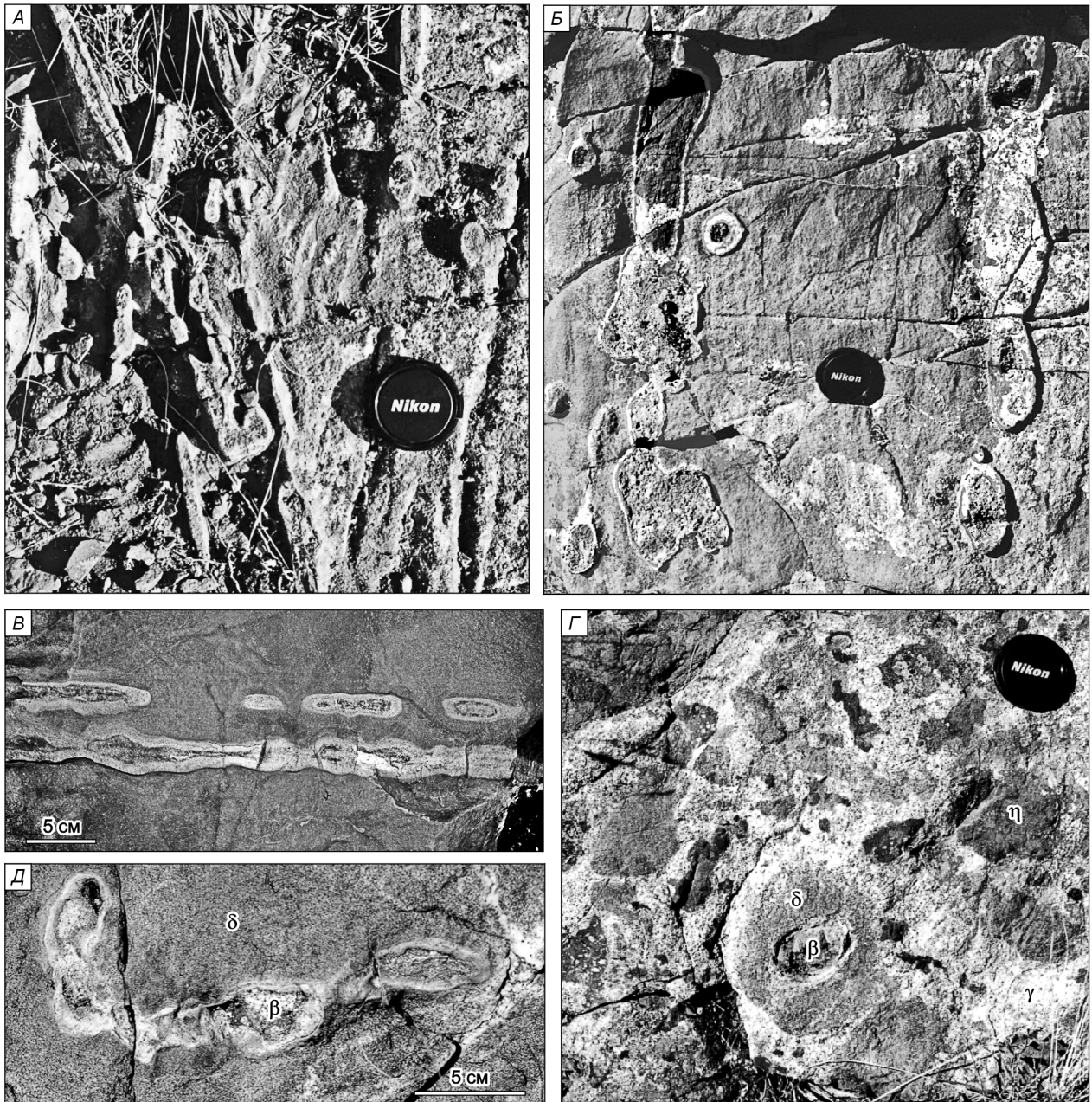


Рис. 5. Фотографии микроинтрузий кальциевых базитов Тагауской вулканоплутонической структуры.

А–В — базитовые микроинтрузии, приуроченные к тектонитам осадочных пород. *А* — сопряженные базитовые жилы, испытывающие фрагментацию; *Б* — фрагментация линейных базитовых тел с формированием глобулярных и иррегулярных микроинтрузий; *В* — фрагментированные базитовые жилы. Фото горизонтальной поверхности обнажений.

Г–Д — базитовые нодулы в „пестрых диоритах“ на северо-западе структуры. *Г* — минглинг интрузия базитов, диоритов и гранитов (β — нодулы кальциевых базитов, γ — граниты, δ — диориты, η — габбро-диориты). *Д* — удлиненный нодуль базитов в диоритах.

системы жил, которые взаимно пересекаются, деформируются и фрагментируются с формированием тел сфероидального и иррегулярного типов (рис. 5, *А–В*, 6, *А*).

Тела сфероидального типа наиболее распространены — это „россыпи“ глобулей, полых и мешкообразных структур размером от 2 до 70 см. Полые и мешкообразные обособления — это разновидность глобулей, внутренняя часть которых выполнена метаосадочными породами. На границе с вмещающими породами базиты имеют ярко выраженные зоны экзо- и эндоконтактов.

Тела иррегулярного типа наиболее многообразны по формам — это амебообразные, удлиненно-капельные и лопастевидные тела (см. рис. 5, *Б*, *В*; 6, *А*). Они часто образуют цепочки, повторяя положение

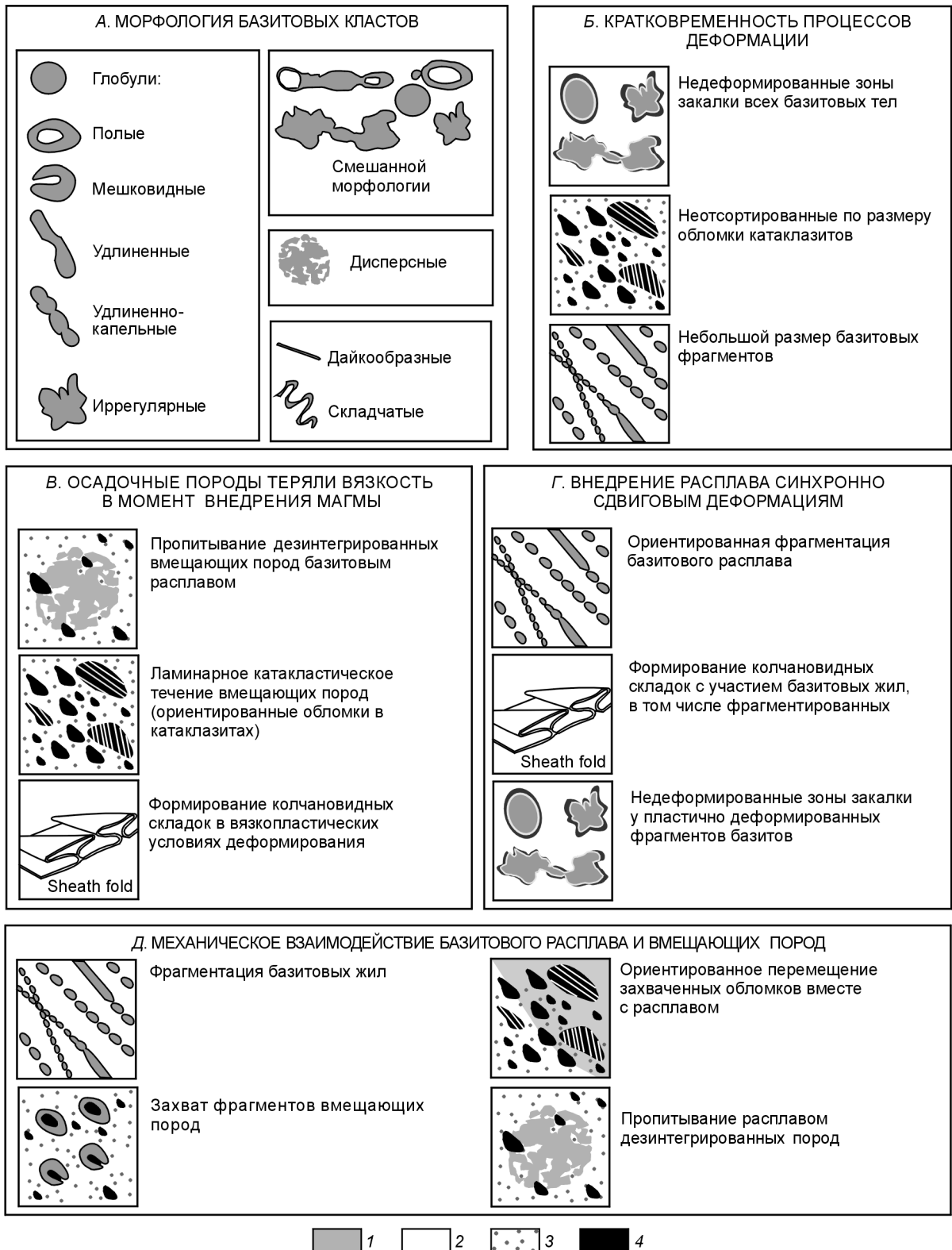


Рис. 6. Сводная таблица общих характеристик микроинтрузий кальциевых базитов Таставской вулканоплутонической структуры.

1 — базиты, 2 — вмещающие породы, 3 — метапесчаники, 4 — метаалевролиты.

жил и даек, являющихся источником их материала. Тела данного типа часто имеют фестончатые, флюидальные и пламеневидные контакты с вмещающими породами.

Второй тип микроинтрузий высококальциевых базитов обнаружен на северо-западе вулканоплутонической постройки в составе минглинг даек. Данные структуры механического смешения магматических расплавов П.В. Ермоловым с соавторами [Ермолов и др., 1983] были названы „пестрыми диоритами“ и отнесены к самым ранним проявлениям магматизма Тагтауской базит-гранитоидной серии. Составными членами „пестрых диоритов“ являются двупироксеновые базитовые порфириты, диориты, граниты и исследованные в зонах тектонических брекчий кальциевые базиты. Нодули кальциевых базитов небольшого размера, округлой и удлиненной формы приурочены чаще всего к диоритам, реже к гранитам (см. рис. 5, Г, Д). В строении базитовых нодул прослеживается закономерное уменьшение зернистости породы от центра к периферии, минеральный состав периферии базитовых нодул соответствует составу внутренней его части. По всем параметрам нодули базитов в гранитах и диоритах соответствуют структурам магматического минглинга [Wiebe, 1973; Gambler, 1979; Marshall, Sparks, 1984; Furman, Spera, 1985; Frost, Mahood, 1987; Ottino, 1989; Cook, 1988; Didier, Barbarin, 1991; Литвиновский и др., 1995, Скляров, Федоровский, 2006].

Статья посвящена характеристике базитов, приуроченных к линейным тектоническим зонам. Однако, опираясь на геологические данные, анализ химического и минерального состава пород (см. рис. 3), можно с достаточной степенью определенности утверждать, что становление микроинтрузий кальциевых базитов было синхронно с формированием смешанных (минглинг) интрузий „пестрых диоритов“.

Петрография базитовых микроинтрузий. Базиты представляют собой плотные массивные породы зеленовато-серого, темно-серого, черного цветов. Наиболее распространены сильно измененные кварц-клинопироксен-плагиоклазовые базиты, реже встречаются кварц-амфибол-плагиоклазовые разновидности.

Микродиабазовый облик базитов осложнен микробрекчиевидной структурой, представленной тонкозернистым цементом с более крупными, но визуально не различимыми оплавленными порфирокластами.

Во всех изученных образцах базитов в виде включений наиболее распространены фенокристаллы основного плагиоклаза и их гломеросорстки, относительно крупные ксеноморфные зерна и минеральные агрегаты клинопироксена, в некоторых случаях амфиболы. Все порфировые вкрапленники сильно корродированы. В породе присутствуют крупные иррегулярные корродированные включения кварца, в том числе гранулированного, что позволяет предполагать их ксеногенный характер. Вкрапленники минералов и их осколки составляют от 15 до 40 % в породе.

Порфирокласты заключены в раскристаллизованную основную массу микродиабазовой структуры. Она состоит из мелких изометричных зерен клинопироксена или амфибола, лейст основного плагиоклаза, кварца и рудных минералов. Минералы из включений и основной массы идентичны по составу. Клинопироксены представлены кальциевыми салитами с приблизительно равным содержанием железа и магния. Содержание анортитовой молекулы в плагиоклазе достигает 97 мол.%. В породе распространены акцессорные минералы (апатит, в том числе фтористый, ильменит, циркон), развивается много вторичных продуктов (кальцит, вторичный амфибол, хлорит, эпидот-цоизитовый материал, сфен), которые затуманивают первичную структуру основной массы.

Наряду со значительным количеством зерен захваченных минералов в базитах присутствуют обломки разнообразных пород автокластического и ксеногенного происхождения. Автокластический материал представлен небольшими обломками, по строению и составу неотличимыми от основной массы. Ксеногенный материал в базитах представлен включениями термально переработанных, в разной степени ассимилированных осадочных пород (вмещающих алевролитов, песчаников). Вокруг обломков осадочных пород формируются зоны закалки.

Оскольчатая структура породообразующих вкрапленников минералов и фрагментов основной массы может быть следствием автомагматического взламывания (брекчирования) расплавом частично раскристаллизованной или быстро кристаллизующейся *in situ* магмы новыми порциями расплава. Это свидетельствует о высокой скорости процесса внедрения магмы в условиях достаточно быстрой кристаллизации в относительно холодных гипабиссальных условиях.

В эндоконтакте базитовых микроинтрузий отмечаются „классические“ закалочные зоны, имеющие кварц-клинопироксен-плагиоклазовый состав и афанитовую структуру. Однако чаще всего встречаются кварц-амфибол-плагиоклазовые парагенезисы без клинопироксена. Амфиболы, представленные роговыми обманками в ассоциации с хлоритом, кальцитом и сфеном, присутствуют в виде разноориентированных вытянуто-призматических кристаллов, расщепленных на концах, звездчатых и щетковидных агрегатов. Форма амфиболов свидетельствует о кристаллизации минералов в условиях ускоренного роста, а их формирование, вероятно, связано с гидратацией базитового вещества в пределах зон эндоконтакта. А.Н. Кониловым произведен расчет *P-T* параметров кристаллизации для роговых обманок (программа

TRF) [Fonarev et al., 1991], сформированных в эндоконтакте базитов. Они соответствуют 700 °С и 1 кбар [Anderson, Smith, 1995].

Внутри клинопироксен-плагиоклазовых базитов встречаются округлые образования черного цвета. Они сложены удлиненно-призматическими порфирокластами амфибола актинолитового ряда, погруженного в микрозернистую массу, состоящую из основных плагиоклазов и кварца, и содержащую большое количество акцессорного пирита. Внутренняя структура таких включений хорошо выраженная лампрофировая. Граница между клинопироксен-плагиоклазовой частью базита и амфиболовой резкая без контактовых изменений. Составы плагиоклазов внутри округлых образований и в клинопироксен-плагиоклазовой части базитов идентичны. Вероятно, такие обособления можно отнести к ликвационным нодулям, т. е. структурам разделения расплава на силикатно-оксидную и силикатно-сульфидную часть.

Базиты характеризуются широкими вариациями составов по всем главным химическим элементам ($\text{SiO}_2 = 46.2\text{—}61.2\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12.6\text{—}17.7$, $\text{TiO}_2 = 0.55\text{—}0.85$, $\Sigma\text{Fe} = 3.77\text{—}6.87$, $\text{MnO} = 0.35\text{—}0.68$, $\text{MgO} = 2.0\text{—}5.64\%$) (см. рис. 3), низкими содержаниями щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 0.78\text{—}2.9\%$) и высокими содержаниями кальция ($\text{CaO} = 10.8\text{—}20.7\%$). Геохимические исследования валового состава базитов показали обратную зависимость содержаний кремнезема и оксида кальция, при этом отсутствует корреляция этих оксидов с железистостью пород. По соотношению кремнезема и щелочей базиты попадают в поле габбро, диоритов и кварцевых диоритов. Учитывая высокое содержание в базитах ксеногенного кварца и высокую степень контаминации базитов с вмещающими породами, можно предполагать завышенное содержание кремнезема в некоторых проанализированных образцах. Химический и минералогический состав глобул базитов из „пестрых диоритов“ на северо-западе вулканоплутонической структуры хорошо коррелируется с составами базитов из осадочной толщи (см. рис. 3). Основное отличие от микроинтрузий базитов из тектонитов заключается в отсутствии амфиболов в эндоконтакте.

Сравнительный структурный анализ базитовых жил и тектонитов. Анализ распределения структурных элементов — сланцеватости в метаалевролитах, отдельности в метапесчаниках и кливажных плоскостей в роговиках позволил выявить следующие закономерности. Сланцеватость метаалевролитов имеет преимущественно северо-западное простирание с крутыми до субвертикальных углами падения на юго-запад и северо-восток (см. рис. 2, А).

Залегание тектонических брекчий также имеет доминирующее северо-западное простирание с крутыми до субвертикальных углами падения на северо-восток и юго-запад. Благодаря взбрособросовой компоненте тектонических движений, линейность в тектонических брекчиях имеет преимущественно крутые углы погружения на северо-запад и юго-восток (см. рис. 2, В).

В целях сравнительного анализа были выполнены замеры залегания фрагментированных базитовых жил, а также удлинения базитовых глобул (см. рис. 2, В, Г). Они имеют два основных направления простирания: основное северо-западное и менее выраженное северо-северо-восточное. Прослеживается хорошая корреляция между залеганиями фрагментированных базитовых тел и линейными зонами тектонических брекчий.

Недеформированные базитовые жилы имеют более разнообразную ориентировку. Однако подавляющее количество жил ориентированы на северо-восток с относительно пологим залеганием.

Таким образом, доминирующие направления залегания тектонитов метаосадочных пород и фрагментированных базитовых жил практически совпадают и имеют северо-западные простирания (см. рис. 2, В, Г).

ОБСУЖДЕНИЕ

Фрагментация базитового расплава в Таастауской вулканоплутонической структуре. Формирование незначительных по размерам бескорневых интрузивных тел в литифицированных толщах необычно. Как правило, при внедрении расплава в относительно жесткие породы в гипабиссальных условиях формируются дайки с параллельными стенками. Наложённые деформации приводят к будинированию консолидированных даек с вращением и механической обработкой отдельных ее фрагментов. Однако для базитовых микроинтрузий Таастауской структуры признаки будинажа отсутствуют. Недеформированные зоны закалки свидетельствуют о том, что фрагментация расплава происходила до его консолидации. На это же указывает существование пластично деформированных иррегулярных тел с фестончатыми и пламеневидными контактами, характерными для механического смешения маловязких сред [Furman, Spera, 1985].

Наиболее распространенный размер базитовых тел (10 ± 5 см) указывает на высокую интенсивность и кратковременность (рис. 6, В) процесса фрагментации расплава [Zimanowski, Buttner, 2002], поскольку время затвердевания таких фрагментов незначительно.

В пределах кольцевого обрамления вулканоплутонической структуры гранитоиды, меланодиориты и базиты формируют структуры смешения магм. Это подчеркивает кратковременность и сближенность

тектонического и магматического событий, внедрение базитового расплава с началом становления интрузивных комплексов тастауской ассоциации.

Фрагментация расплава происходила в момент дробления метаосадочного матрикса, формирования зон брекчирования и соответствующего падения вязкости вмещающих пород с приобретением ею квазизжидкого (текучего) состояния (см. рис. 6, В). Только в этом случае за счет сил поверхностного натяжения отдельные порции базитового расплава могли приобрести сфероидальные формы [Snyder et al., 1997], которые сохранились после его консолидации.

На кратковременность падения вязкости метаосадочного матрикса указывают сохранившиеся угловатые формы и неотсортированность мелких обломков алевролитов в катаклазитах.

Ориентировка линейных зон, насыщенных базитами, отвечает положению тектонических нарушений Тастауской структуры и Чарской зоны в целом. В метаосадочных породах наблюдаются складки и тектониты, характерные для деформаций сдвигового генезиса [Passchier, Trouw, 1996]. В пределах одного обнажения можно наблюдать дайки и жилы базитов, занимающие позицию хрупких трещин отрыва, которые по простиранию пластично деформируются вместе с вмещающими породами в колчановидные складки, и служат источником для тел иррегулярного и сфероидального типов (см. рис. 5, А—В).

Все тела базитов (деформированные дайки, жилы, сфероидальные и иррегулярные) секутся системами Х-образных маломощных (до 2 см) жил того же состава (см. рис. 6, Г). В целом морфология и характер залегания базитов отражают последовательность изменения условий их внедрения и деформирования от хрупких к вязкопластичным и опять к хрупким.

Модель фрагментации расплава при формировании базитовых микроинтрузий Тастауской вулканоплутонической постройки. Опираясь на геологические наблюдения, изложенные выше, принята рабочая модель фрагментации расплава при формировании базитовых микроинтрузий Тастауской вулканоплутонической постройки. Предполагается, что в момент трещинообразования с инъецированием базитового расплава происходило синхронное разрушение структуры метаосадочных пород с кратковременным падением их вязкости. В сочетании со сдвиговой природой трещинообразования это обеспе-

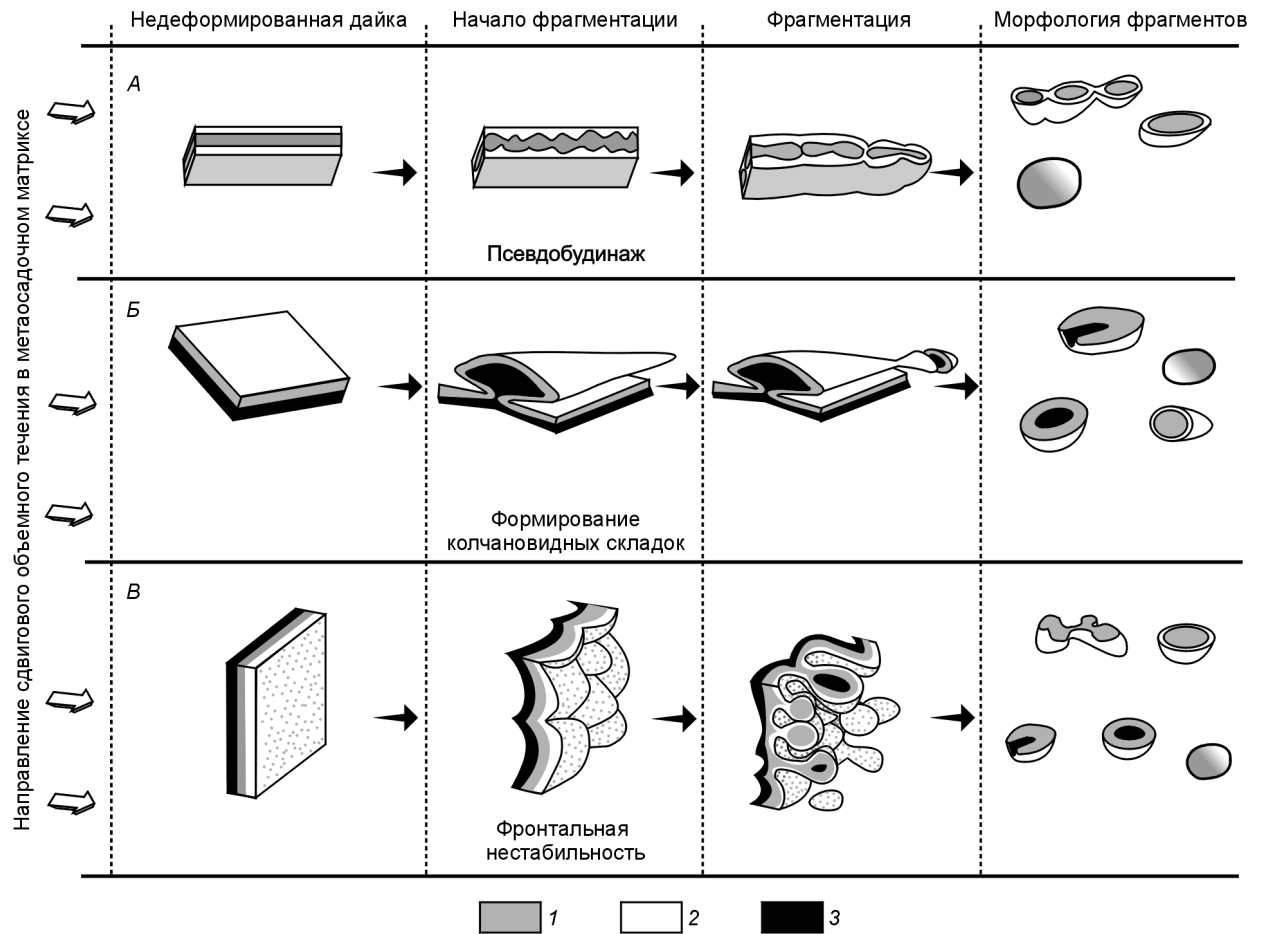


Рис. 7. Модель фрагментации базитового расплава.

1 — базитовый расплав, 2 — метапесчаник, 3 — метаалевролит. А—В — пояснения см. в тексте.

чило рассеивание расплава преимущественно вдоль линейных тектонических зон с образованием всевозможных переходов от нормальных даек и жил до иррегулярных и сфероидальных тел. В зависимости от ориентировки жил рассеивание происходило не только по простиранию с появлением псевдобудинажа (рис. 7, А), но и под острым углом с формированием колчановидных складок течения (см. рис. 7, Б), либо имело место фронтальное рассеивание (см. рис. 7, В).

Падение вязкости метаосадочного матрикса существовало в очень ограниченный период времени, затем вновь стали доминировать хрупкие деформации. Кратковременность и интенсивность тектонического события обусловили, с одной стороны, сам процесс фрагментирования расплава, с другой — обеспечили сохранение уже консолидированного расплава в форме глобулей, полых и мешкообразных тел с недеформированными зонами закалки.

Внедрение расплава в катаклазируемые породы привело к активному механическому взаимодействию между расплавом и вмещающими породами — фрагментации расплава, захвату базитовым расплавом обломков вмещающих пород, пропитыванию расплавом наиболее раздробленных участков пород (см. рис. 6, Д).

Катакlastическое сдвиговое течение во вмещающих породах сопровождалось разрушением метаосадочных пород с образованием разноразмерных фрагментов, перемещаемых относительно друг друга. Подобное синдеформационное перемещение обломков отвечает реологическому поведению несцементированных пород, что дает возможность провести аналогию с данными Д.А. Жерама и Х. Столофена [Jerram, Stollhofen, 2002]. В данной работе показано, что вследствие нестабильности, возникающей на границе лавы и вмещающих осадков, при высокоскоростном внедрении базитового расплава в золотые пески происходит дезинтеграция расплава с формированием пеперитоподобных структур — глобулярных обособлений базитов.

Дезинтегрированное состояние алевропесчаников Тастау определили низкую вязкость среды, вмещающей базиты. Это позволяет проводить практически полную аналогию с формациями пеперитов, являющимися продуктами смешения между магмой и обводненными неконсолидированными осадками [Reperite..., 2002]. Следует оговориться, что аналогия справедлива только для механики процесса.

Тектонический контроль внедрения базитовых микроинтрузий Тастауской вулканоплутонической структуры. Согласно предложенной выше модели процессы фрагментации расплава при формировании базитовых микроинтрузий Тастауской вулканоплутонической постройки связаны с тектоническими процессами, которые имеют сдвиговую природу и по скоростям деформаций сопоставимы (связаны) с внутрикоровыми землетрясениями. Суммируем основные геологические данные, позволяющие утверждать вышесказанное.

1. В пределах вулканоплутонической постройки существуют линейные зоны тектонического дробления (насыщенные базитами), являющиеся границами взаимодействия менее деформированных жестких блоков.

2. Тектонические зоны брекчирования сохраняют свидетельства будинажа осадочных прослоев и сдвиговзбросовых хрупкопластичных деформаций метаосадочных пород. Преобладание сдвиговзбросовых деформаций характерно для обстановок транспрессивного сжатия, что не противоречит региональному режиму деформаций в пределах Чарской сдвиговой зоны в позднегерцинское время [Владимиров и др., 2003; и др.].

3. Фрагментация базитовых жил, ориентировка колчановидных складок, линейность растяжения при будинаже прослоев осадочных пород отвечают северо-западному направлению, отражающему тектонические движения в условиях транспрессивного сжатия.

4. Можно восстановить эмпирическую последовательность смены реологических условий деформирования пород, характеризующихся соответствующими индикаторами. Первоначально инициировались хрупкие деформации, которые сменились хрупкопластическими, затем пластическими и завершились опять хрупкими.

Тастауская вулканоплутоническая постройка расположена в пределах жесткого блока, ограниченного тектоническими нарушениями Чарской системы сдвигов. При реактивации движений, вдоль последних сформировались сопряженные области сжатия и растяжения, возникающие в результате изгиба поверхности разлома при скольжении сдвиговых пластин друг относительно друга [Harland, 1971; Sander-son, Marchini, 1984].

Поскольку вектор перемещения сдвиговых пластин друг относительно друга в пределах вулканоплутонической структуры отличается значительной взбросовой компонентой, то можно утверждать, что области сжатия и растяжения чередовались и в вертикальном разрезе. Иными словами, можно предположить, что становлению Тастауской вулканоплутонической постройки предшествовало формирование по вертикали литосферы областей сжатия и растяжения. Последние представляли собой глубинные ослабленные зоны, благоприятные для поступления расплава.

Можно предложить два сценария дальнейшего перемещения расплава в верхние уровни коры.

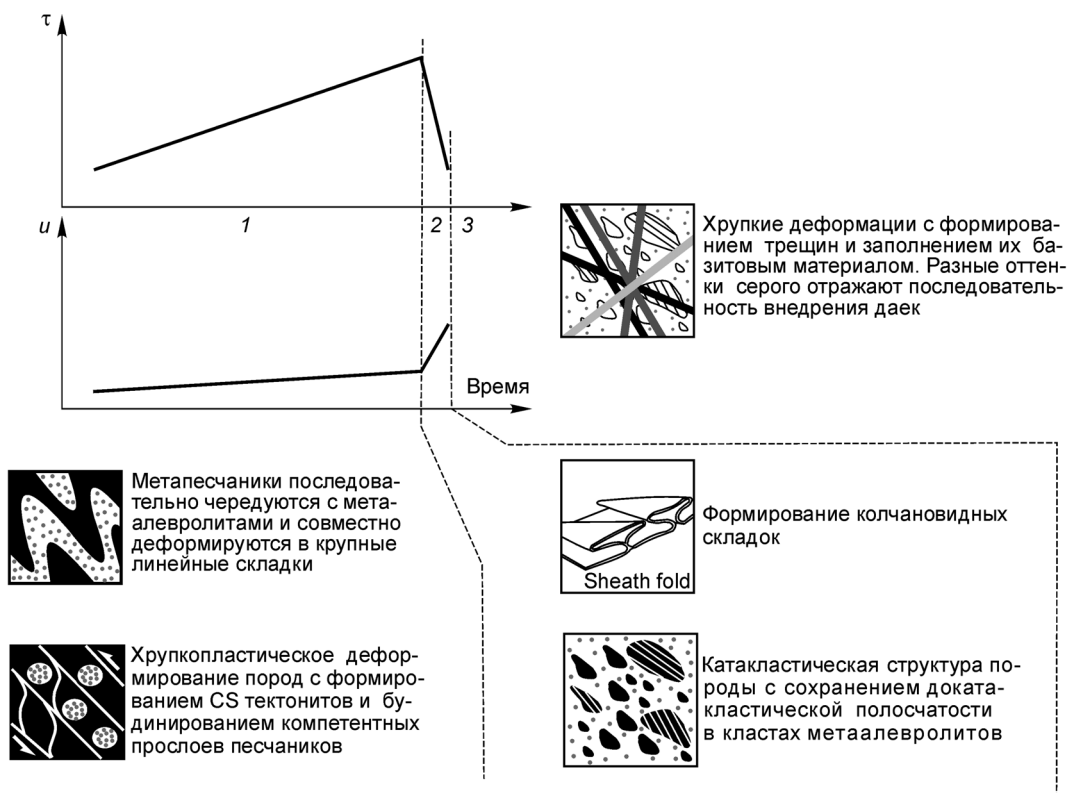


Рис. 8. Гипотетические кривые напряжение—время и скорость деформации—время [Sibson, 1986] для условий деформации в Таастауском блоке.

1 — равномерное возрастание напряжения с незначительным возрастанием скорости деформации, которая имеет хрупкопластичные свойства; 2 — релаксация девиаторных напряжений, сопровождающаяся катакластическим сдвиговым течением вещества; 3 — завершение деформационного цикла: формирование трещин в хрупких условиях; τ — напряжение; u — скорость деформации.

Первый (статический) сценарий предполагает относительно длительное сохранение обстановок транспрессии. Существование непроницаемых областей, препятствующих течению флюида и магматических расплавов, создает избыточное флюидное давление. При превышении нагрузок предельных значений реализуются механизмы гидроразрыва либо происходит релаксация девиаторных напряжений, выражающаяся в тектоническом дроблении и измельчении пород.

Второй (динамический) сценарий предполагает пролонгирование во времени тектонических движений. В этом случае происходит реактивация или продолжение тектонических движений по листрическим нарушениям, что приводит к разрушению перекрывающих жестких литонов с разгрузкой напряжений, либо к инверсии зон транспрессии/транстенсии (опять же с разрушением вышележащих горизонтов пород) и последующего перемещения расплава в верхние уровни коры.

Независимо от сценария перемещения магматического расплава в верхние уровни земной коры, процессы снятия избыточного напряжения среды приводят к формированию зон брекчирования. В зоне разломов с участием магматического флюида происходит разуплотнение размельченного материала, потеря механической прочности пород и снижение их вязкости (вплоть до приобретения квазижидких свойств). В такой милонитизированный матрикс и происходит внедрение базитового расплава с формированием глобулярных и иррегулярных магматических тел (микроинтрузий).

Изменение реологического состояния пород на завершающей стадии, т. е. возврат к хрупким деформациям можно объяснить сбросом напряжения и упрочнением пород либо, наоборот, превышением величин напряжения до уровней, которые не могли быть сняты за счет катакластического течения. В последнем случае, когда напряжения превысили предел прочности, произошло разрывообразование, которое привело к снятию напряжения и формированию систем трещин, заполнявшихся базитовым материалом. Сходные модели обсуждаются в некоторых работах для циклической смены пластических и хрупких деформаций при формировании сейсмогенных разрывов [Sibson, 1986] (рис. 8). В случае Таастауской постройки об этом свидетельствуют наблюдения сопряженных жил центральной части структуры, которые пересекают глобулярные и сфероидальные структуры и одновременно порождают такие же.

В заключение обсуждения следует сказать, что тектономагматический этап, связанный с внедрением базитовых микроинтрузий, являлся, возможно, началом становления всей основной массы магматических пород Тастауской вулканоплутонической структуры. Отдельный интерес представляют структуры магматического минглинга в северо-западной части вулканоплутонической структуры, в которых принимают участие описанные выше базиты. В базитовых микроинтрузиях обнаружены признаки ликвации и участки нераскристаллизованного алюмосиликатного расплава, требующие отдельного исследования.

ВЫВОДЫ

В пределах Тастауского жесткого блока перемещение магматических расплавов в верхние уровни земной коры контролировалось компрессионными сдвиговзбросовыми тектоническими движениями.

Формирование микроинтрузий кальциевых базитов Тастауской вулканоплутонической структуры связывается с тектоническими процессами, имеющими сдвиговую природу и по скоростям деформаций сопоставимыми с современными внутрикоровыми землетрясениями. Последние обеспечили нарушение внутренней структуры метаосадочных толщ и, как следствие, снижение их вязкости. В то же время синхронные сдвиговые деформации привели к дезинтеграции и „рассеиванию“ базитового расплава вдоль линейных тектонических зон и формированию бескорневых микроинтрузий.

Базитовые микроинтрузии Тастауской вулканоплутонической структуры являются индикаторами резкой смены тектонических обстановок, что неопределимо при реконструкции катастрофических сейсмических процессов в истории развития Земли.

Авторы выражают благодарность А.Н. Конилову и А.Г. Владимирову за обсуждение материалов, используемых в статье.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 04-05-64437), Президиума СО РАН (интеграционный проект № 10.7.2).

ЛИТЕРАТУРА

Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (1), с. 63—81.

Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 8—28.

Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., де Граве И., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.А. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 49—75.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1321—1338.

Гордиенко И.В. Индикаторные магматические формации Центрально-Азиатского складчатого пояса и их роль в геодинамических реконструкциях Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1294—1304.

Докукина К.А., Владимиров В.Г. Тектоническая фрагментация базальтового расплава // Докл. РАН, 2005, т. 400, № 5, с. 660—665.

Ермолов П.В., Кузубный В.С., Владимиров А.Г. Тастауская вулканоплутоническая базит-гранитоидная серия Зайсанской складчатой системы // Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1978, № 2, с. 1—14.

Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Полянский Н.В., Кузубный В.С., Ревякин П.С., Борцов В.Д. Орогенный магматизм офиолитовых поясов (на примере Восточного Казахстана). Новосибирск, Наука, 1983, 207 с.

Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Калманович М.А. Многократное смешение сосуществующих сиенитовых и базитовых магм и его петрологическое значение, Уха-Хилокский массив, Забайкалье // Петрология, 1995, т. 3, № 2, с. 133—157.

Научные результаты проекта 283 «Геодинамическая эволюция палеоазиатского океана» // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), 269 с.

Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М., Мир, 1976, 535 с.

Склярёв Е.В., Федоровский В.С. Тектонические и геодинамические аспекты механического смешения магм (магматического минглинга) // Геотектоника, 2006, № 2, с. 47—64.

Anderson J.L., Smith D.R. Al-in-hornblende barometer // Amer. Miner., 1995, v. 80, № 5—6, p. 549—559.

- Bhatia M.R.** Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // *J. Geol.*, 1983, v. 91, № 6, p. 611—627.
- Berdiel R.T., Gapais D., Brun J.P.** Granite intrusion along strike-slip zones in experiment and nature // *Amer. J. Sci.*, 1997, v. 297, p. 651—678.
- Cook N.D.J.** Diorites and associated rocks in the Anglem Complex at The Neck, northeastern Stewart Island, New Zealand: an example of magma mingling // *Lithos*, 1988, v. 21, p. 247—262.
- Didier J., Barbarin B.** Enclaves and granite petrology // *Developments in petrology*. 13. Amsterdam—Oxford—New York—Tokio: Elsevier, 1991, p. 545—549.
- Fonarev V.I., Graphchikov A.A., Konilov A.N.** A consistent system of geothermometers for metamorphic complexes // *Intern. Geol. Rev.*, 1991, v. 33, № 8, p. 743—783.
- Frost T.P., Mahood G.A.** Styles of mafic-felsic magma interaction: the Lamarck granodiorite, Sierra Nevada, California, USA // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1987, v. 99, p. 272—291.
- Furman T., Spera F.J.** Co-mingling of acid and basic magma with the implications for the origin of mafic I-type xenoliths: field and petrochemical relations of an unusual dike complex at Eagle Lake, Sequoia National Park, California, USA // *J. Volcan. Geotherm. Res.*, 1985, v. 24, p. 151—178.
- Gambler J.A.** Some relationships between coexisting granitic and basaltic magmas and the genesis of hybrid rocks in the Tertiary central complex of Slieve Gullion, northeast Ireland // *J. Volcan. Geotherm. Res.*, 1979, v. 5, p. 297—316.
- Harland W.B.** Tectonic transpression in Caledonian Spitzbergen // *Geol. Mag.*, 1971, v. 108, p. 27—42.
- Herron M.M.** Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // *J. Sed. Petrol.*, 1988, v. 58, p. 820—829.
- Hogan J.P., Price J.D., Glibert M.C.** Magma traps and driving pressure: consequences for pluton shape and emplacement in an extensional regime // *J. Struct. Geol.*, 1998, v. 20, p. 1155—1168.
- Jerram D., Stollhofen H.** Lava/sediment interaction in desert settings: are all peperite-like textures the result of magma-water interaction? // *J. Volcan. Geotherm. Res.*, 2002, v. 114, p. 231—249.
- Marshall L.A., Sparks R.S.J.** Origin of some mixed-magma and net-veined ring intrusions // *J. Geol. Soc. London*, 1984, v. 141, p. 171—182.
- Ottino J.M.** *The kinematics of mixing: stretching, chaos, and transport*. Cambridge, Cambridge University Press, 1989.
- Passchier C.W., Trouw R.A.J.** *Microtectonics*. Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag, 1996, 289 p.
- Peperite:** processes and products of magma-sediment mingling / Eds. I.P. Skilling, J.D.L. White, J. McPhie // *J. Volcan. Geotherm. Res.*, 2002, 114 p.
- Sanderson D.J., Marchini W.R.D.** Transpression // *J. Struct. Geol.*, 1984, v. 6, p. 449—458.
- Furman T., Spera F.J.** Co-mingling of acid and basic magma with the implications for the origin of mafic I-type xenoliths: field and petrochemical relations of an unusual dike complex at Eagle Lake, Sequoia National Park, California, USA // *J. Volcan. Geotherm. Res.*, 1985, v. 24, p. 151—178.
- Sibson R.H.** Earthquakes and rock deformation in crustal fault zones // *Ann. Rev. Earth Planet Sci.*, 1986, v. 14, p. 149—175.
- Simony P.S., Carr S.D.** Large lateral ramps in the Eocene Valkyr shear zone: extensional ductile faulting controlled by plutonism in southern British Columbia // *J. Struct. Geol.*, 1997, v. 19, p. 769—784.
- Snyder D., Crabes Ch., Tait S., Wiebe R.A.** Magma mingling in dikes and sills // *J. Geol.*, 1997, v. 105, p. 75—86.
- Vladimirov V.G., Dokukina K.A., Vladimirov A.G., Shemelina I.V., Savinich J.V.** The tectonic aspect of mingling-like process (example from the Tastau volcano-plutonic structure, Chara shear zone, Eastern Kazakhstan) // *GSA Abstracts with programs* v. 33, № 1, February 2001, p. 2275.
- Wiebe R.A.** Relations between coexisting basaltic and granitic magmas in a composite dike // *Amer. J. Sci.*, 1973, v. 273, p. 130—151.
- Zimanowski B., Buttner R.** Dynamic mingling of magma and liquefied sediments // *J. Volcan. Geotherm. Res.*, 2002, v. 114, p. 37—44.
- Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M.** *Geology of USSR: A plate tectonics synthesis* // *Amer. Geophys. Union, Geodynamics Series*, 1990, v. 21, 242 p.