

ИВДЕЛЬСКИЙ ГАББРО-ДОЛЕРИТ-ГРАНОДИОРИТОВЫЙ КОМПЛЕКС: НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ И ВОЗРАСТЕ

© 2020 г. Г. А. Петров, Т. А. Петрова

В статье охарактеризованы горные породы ивдельского габбро-долерит-гранодиоритового комплекса, распространенного в восточной части Тагильской мегазоны на Северном Урале. В составе комплекса впервые обнаружены диориты и гранодиориты; выполненные геохимические исследования позволили предположить формирование магматитов в результате разрыва субдуцируемой плиты и подъема глубинного мантийного вещества в пределах островодужной системы.

Ивдельский комплекс габбро-долерит-гранодиоритовый гипабиссальный слагает многочисленные дайки, штоки, силлы и тела сложной формы в восточной части Тагильской мегазоны на Северном Урале. Комплекс выделен Л.Н. Князевой в 1965 г. при проведении геолого-съёмочных работ масштаба 1 : 50 000 в Ивдельском районе Свердловской области. Ранее комплекс считался однофазным, в его составе выделялись долериты и габбродолериты позднедевонского возраста [Государственная геологическая карта..., 1989]. Нами при изучении петротипического района, кроме тел долеритов и габбродолеритов, были обнаружены дайки кварцевых диоритов и гранодиоритов, прорывающие фаунистически охарактеризованные позднеэфельско-раннеживетские образования высотинской свиты и имеющие геохимические черты сходства с долеритами ивдельского комплекса. В связи с этим мы выделяем в составе данного комплекса две фазы – первую, включающую долериты и габбродолериты, и вторую, объединяющую диориты, кварцевые диориты и гранодиориты.

Породы первой фазы распространены наиболее широко, они слагают межпластовые интрузивные залежи (силлы) и дайки. Мощность силлов обычно не более 100 м, при протяженности до нескольких десятков километров. Их многочисленные апофизы имеют как согласное, так и секущее положение и соединяют соседние залежи (рис. 1). Дайки долеритов имеют мощности от первых сантиметров до нескольких десятков метров, при протяженности от нескольких метров до первых километров. Нередко дайки пересекают силлы. Мощные интрузии включают ксенолиты вмещающих пород размером от первых сантиметров до нескольких десятков метров, кроме того, силлы более поздних долеритов содержат ксенолиты долеритов и габбродолеритов более ранних внедрений. В состав первой фазы включены также субвулканические базальты, входящие в состав небольших разрозненных даек. *Долериты* и *габбродолериты* – зеленоватые и темно-зеленые с серым или буроватым оттенком. Размер зерен от 1–3 мм в долеритах и до

10 мм в габбродолеритах. Структура офитовая, пойкилоофитовая. Минеральный состав, %: лабрадор, битовнит, иногда альбитизированные – 30–80; пижонит, авгит – 6–60; хлорит – 5–20; магнетит, титаномагнетит – 3–10; апатит – 1–2; кварц – 0–5; роговая обманка – 0–25; сфен – 2. Вторичные минералы: серицит, пренит, эпидот, пелит, сосюрит, кальцит, кварц, пумпеллиит. Среди долеритов выделяются редкие дайки с составами, переходными к пикритам [Государственная геологическая карта..., 1989]. Структура пикродолеритов полнокристаллическая гипидиоморфнозернистая, участками пойкилоофитовая. Основной объем породы сложен оливином (до 50–60%), частично замещенным серпентином и пылеватым магнетитом. Остальной объем породы сложен моноклинным пироксеном с вростками основного плагиоклаза, широкими табличками плагиоклаза, редкими зернами роговой обманки, биотита. Интерстиции выполнены криптокристаллическим анизотропным хлорит-серпентиновым агрегатом. Интрузии второй фазы ивдельского комплекса имеют небольшие размеры (мелкие разрозненные дайки) и незначительное распространение. *Кварцевые диориты* и *гранодиориты* – серые массивные мелкозернистые, реже среднезернистые породы, состоящие из длиннопризматического, часто зонального плагиоклаза (60–75%), кварца (8–20), роговой обманки (15–25), биотита (до 15) и титаномагнетита (до 5), иногда присутствует клинопироксен (до 10%). Структуры субофитовые, гипидиоморфнозернистые. Вторичные изменения проявлены в сосюритизации плагиоклада и хлоритизации первичных темноцветных минералов.

Магматические образования ивдельского комплекса – это высокотитанистые, низко- и умеренно-магнезиальные, низко- и умеренно-калиевые породы натриевой серии. На классификационной диаграмме (рис. 2а) точки составов пород образуют ряд от базальтов до дацитов в поле пород нормальной щелочности. Среднее содержание редких земель (РЗЭ) в базальтах, долеритах и габбродолеритах составляет 53.51 г/т (от 31.88 до 71.95 г/т),

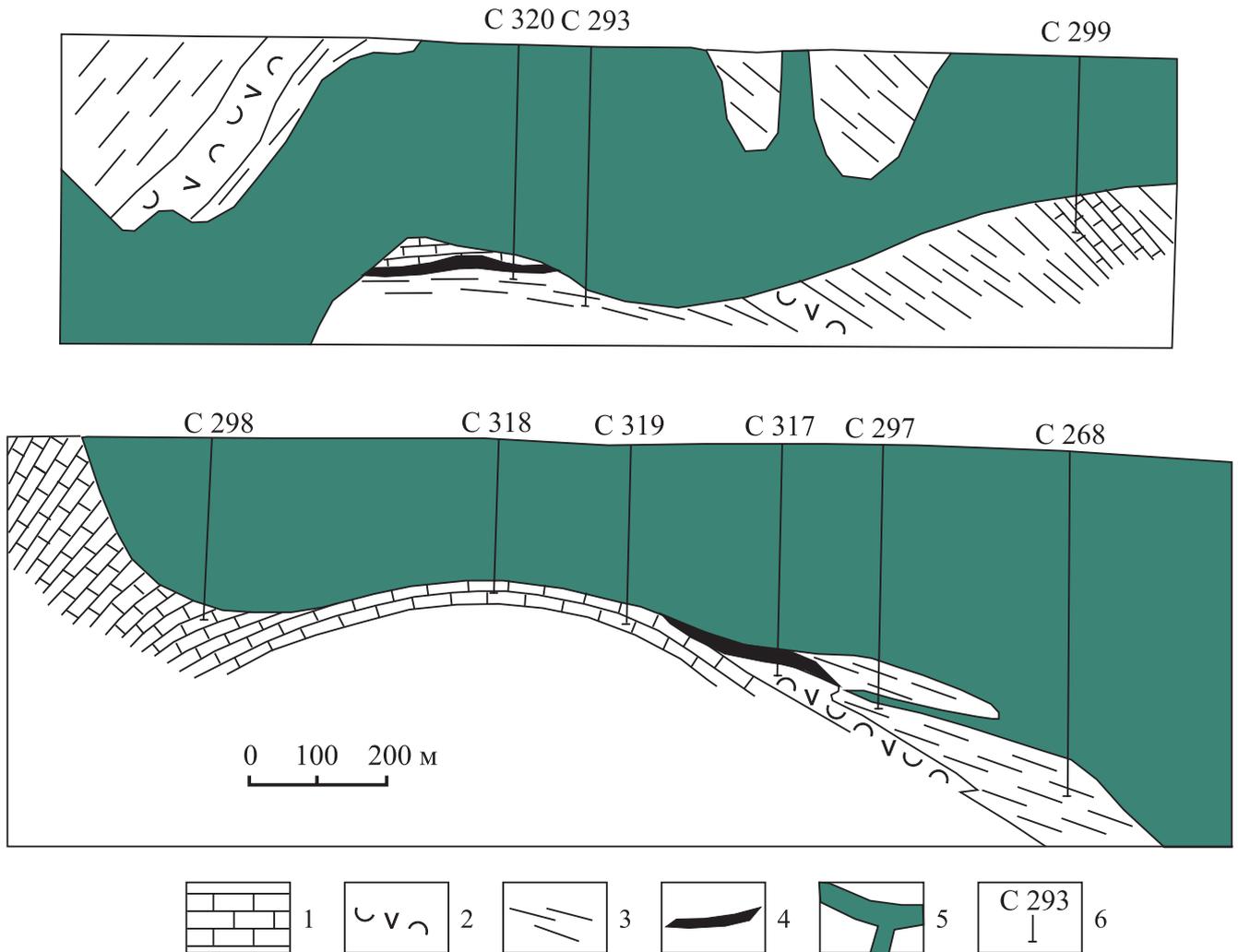


Рис. 1. Разрезы по линиям скважин (поисковые работы на железо Северной ГРЭ, Шевалдин, 1962 г.), вскрывающих Первый Северный габбродолеритовый массив.

1–3 – высотинская свита D_2 : 1 – известняки, 2 – андезибазальтовые туфы, 3 – карбонатно-глинистые и кремнисто-глинистые сланцы; 4 – железорудные тела; 5 – долериты и габбродолериты ивдельского комплекса; 6 – поисковые скважины и их номера.

$LPZЭ/TPZЭ = 2.00$ (1.70–2.21), $Eu/Eu^* = 0.36$ (0.34–0.39). В диоритах, кварцевых диоритах и гранодиоритах среднее содержание РЗЭ составляет 115.87 г/т (от 86.12 до 134.43 г/т), $LPZЭ/TPZЭ = 2.23$ (2.10–2.37), $Eu/Eu^* = 0.31$ (0.28–0.35). Высокое содержание РЗЭ при низкой степени дифференцированности последних ($LPZЭ/TPZЭ = 2.23$) отличает умеренно-кислые породы ивдельского комплекса от сходных по общему составу вулканитов позднеживетско-раннефранской лимкинской свиты, где $LPZЭ/TPZЭ = 7.69$. На дискриминационных диаграммах точки составов пород ивдельского комплекса чаще всего попадают в поля океанических пород (рис. 2б, в). На спайдер-диаграммах (рис. 3) графики нормированных содержаний химических элементов сходны с таковыми для вулканитов высотинской свиты D_2 . Нормирование содержаний РЗЭ

к хондриту позволяет предположить сходство с океаническими базальтами; графики для умеренно-кислых пород также имеют плоскую (субхондритовую) форму при более высоких содержаниях РЗЭ. Содержания других петрологически информативных элементов демонстрируют и существенные отличия от пород СОХ, в частности более низкие содержания Ta и Nb и более высокие – Ti. Графики для умеренно-кислых интрузивных образований подобны таковым для базитов, при более высоком содержании большинства элементов, за исключением Ti. На диаграмме Th/Yb – Ta/Yb (рис. 4) точки составов пород ивдельского комплекса попадают в поля вулканитов островных дуг. Таким образом, геохимические параметры сближают магматические образования ивдельского комплекса с породами островных дуг и дивергентных океанических обстановок,

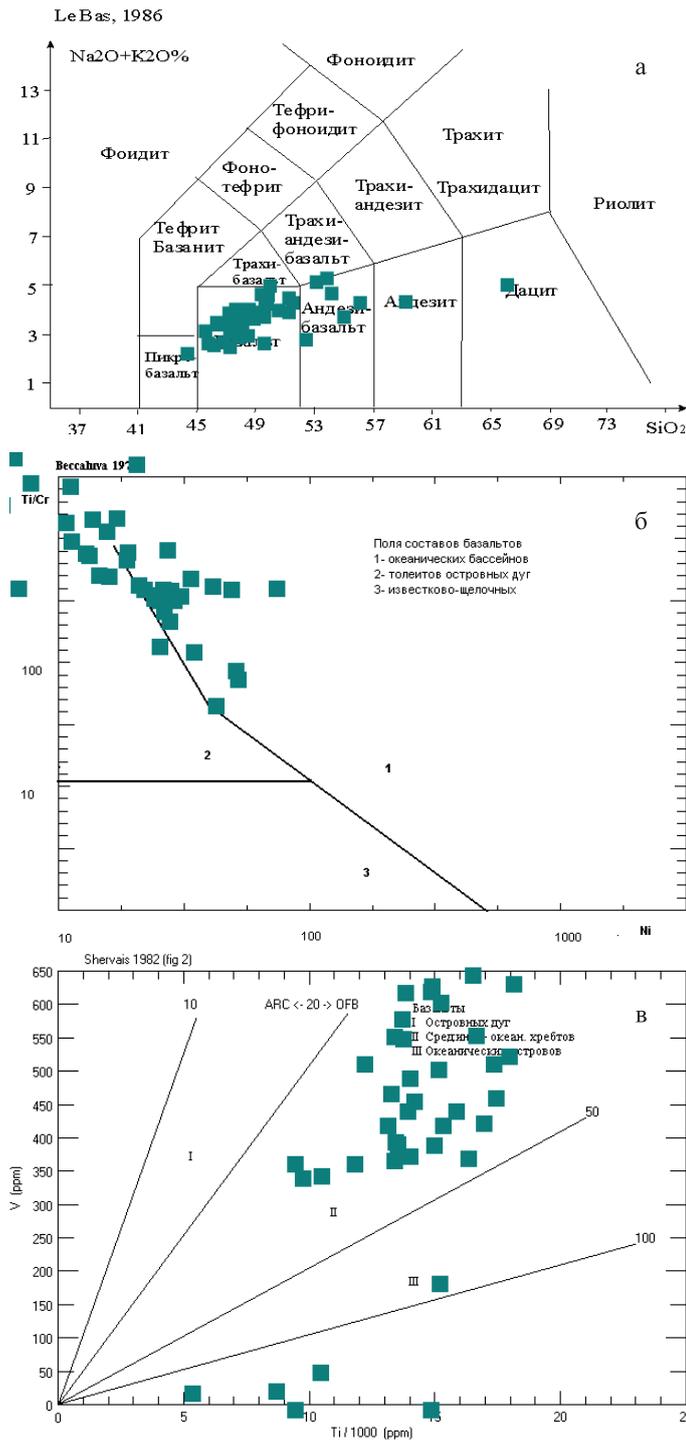


Рис. 2. Дискриминационные диаграммы для пород ивдельского комплекса.

Поля составов горных пород различных обстановок: а – [Le Bas et al., 1986]; б – [Beccaluva et al., 1979], в – [Shervais, 1982].

подобные особенности имеют и вулканы позднейфельско-раннеживетской высотинской свиты. Вероятно, интрузии ивдельского комплекса об-

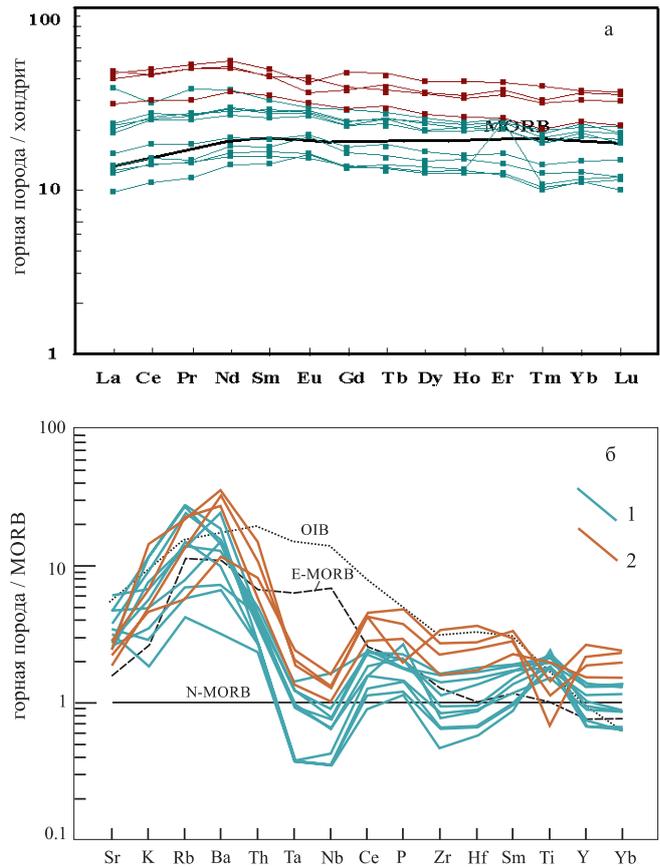


Рис. 3. Спайдер-диаграммы порода/хондрит (а) и порода/MORB (б) для пород ивдельского комплекса.

1 – долериты, габродолериты и базальты; 2 – диориты, кварцевые диориты и гранодиориты. Составы горных пород эталонных обстановок: хондрита, MORB (N-MORB) – «нормального» базальта срединно-океанических хребтов и E-MORB – «обогащенного» базальта срединно-океанических хребтов, OIB – базальта океанических островов [Sun, McDonough, 1989].

разовались в локальной обстановке растяжения в пределах островодужной системы, возможно, обусловленной разрывом погружающейся плиты и появлением «мантийного окна», как это предполагается, в частности, для подобных вулкаников Южного Урала [Косарев и др., 2006] и современных островодужных систем [Мартынов и др., 2016].

Долериты и габродолериты ивдельского комплекса в пределах рудного поля Первого Северного магнетитового месторождения претерпели неравномерный интенсивный метасоматоз: происходит развитие хлорит-карбонат-альбитовых пород, реже – березитов (добавляются кварц и серицит). Метасоматические изменения, как правило, наиболее интенсивно проявлены вблизи тектонических нарушений и контактов интрузий с вмещающими известняками, часто они сопровождаются сульфидно-карбонатными жилами с содержания-

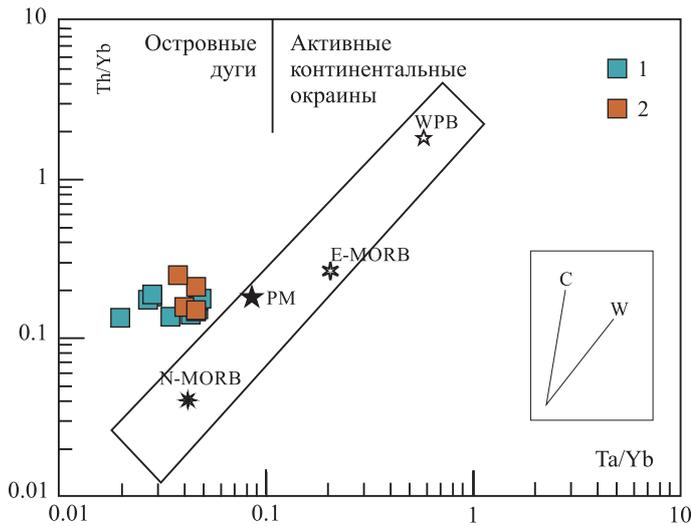


Рис. 4. Диаграмма Th/Yb – Ta/Yb для пород ивдельского комплекса.

1 – долериты, габбродолериты и базальты, 2 – диориты, кварцевые диориты и гранодиориты. Средние составы горных пород эталонных обстановок: N-MORB и E-MORB – [Sun, McDonough, 1989]; PM (примитивной мантии) – [Taylor, McLennan, 1985]; WPB (базальтов внутриплитных обстановок) – [Barberi et al., 1975]. Тренды составов магматических серий, обусловленные короной контаминацией (C) и дифференциацией мантийных магм (W), – [Фролова, Бурикова, 1997].

ми Au до 0.95 г/т. В известняках наблюдаются зоны джаспероидов, состоящих из хлорита, сульфидов, кварца и железистого карбоната; в этих породах также зафиксированы повышенные содержания золота – до 0.9 г/т. Возможно, золоторудная минерализация и ореолы перечисленных метасоматитов связаны с погребенными интрузиями гранитоидов второй фазы ивдельского комплекса. Более распространенным типом постмагматических преобразований является зеленокаменный метаморфизм, или региональная пропилитизация, охватывающая почти все магматические породы. При сохранении первичных структурно-текстурных особенностей происходит замещение пироксена актинолитом или хлоритом, плагиоклаза – альбитом и минералами группы эпидота; часто присутствует пумпеллит. В экзоконтактах габбродолеритовых интрузий наблюдаются маломощные (первые десятки сантиметров, редко первые метры) ореолы скарнов и роговиков. В состав скарнов входят клинопироксен, амфибол, гранат, эпидот, магнетит, реже сульфиды и карбонатные минералы.

Предпринятые авторами попытки изучения Sm-Nd и Rb-Sr изотопных систем габбродолеритов, гранодиоритов и хлорит-карбонат-альбитовых метасоматитов по валовым составам пород и пороодообразующим минералам в ЦИИ ВСЕГЕИ показали отсутствие в них статистически достоверных изохронных зависимостей, что, вероятно,

связано с аллохимическим зеленокаменным метаморфизмом. Тем не менее исследования дают некоторую информацию. Так, расчетный модельный возраст габбродолеритов $T_{DM} = 1105$ млн лет, для гранодиоритов $T_{DM} = 837$ млн лет. Обращают на себя внимание высокие значения параметра ϵNd , составляющие +7.9 и +7.3 соответственно. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в метасоматически измененных долеритах равно 0.70472.

В шести зернах акцессорных цирконов, извлеченных из габбродолерита и представленных остроугольными обломками и хорошо ограниченными мелкими кристаллами, в ЦИИ ВСЕГЕИ на установке SHRIMP-II выполнены измерения содержания изотопов U, Th и Pb. Полученные значения возрастов имеют большой разброс (от 2200 до 1830 млн лет), большая часть их не попадает на линию конкордии. Наибольшее соответствие линии конкордии обнаруживает лишь одно зерно, где по отношению изотопов $^{206}Pb/^{238}U$ вычислен возраст 1838 ± 27 млн лет, а по отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$ – 1865 ± 74 млн лет. Дolerитовый шток, содержащий дорифейские цирконы, имеет активные интрузивные контакты с фаунистически охарактеризованными вулканогенно-осадочными породами нижнедевонской перевозской свиты; поэтому полученные датировки вряд ли имеют отношение к возрасту магматических пород. Карельские значения возраста акцессорных цирконов указывают на древние события в мантии или свидетельствуют о процессе рециклинга, когда древнее вещество или осадочные породы с древними терригенными цирконами погружаются в зону субдукции, затем подвергаются плавлению, после чего цирконы поднимаются на поверхность магматическими потоками. Такой механизм предлагается, в частности, для объяснения присутствия древних цирконов в дунитах Кытлымского массива на Северном Урале [Bea et al., 2001], в мезозойских офиолитах [Proenza et al., 2018] и других магматических комплексах. В последнее время установлено наличие большого количества разновозрастных «древних» цирконов в габброидах и базальтах современных срединно-океанических хребтов [Pilot et al., 1998; Сколотнев и др., 2010; Шулятин и др., 2012; и др.], что свидетельствует о сохранности признаков многократных тектоно-флюидно-магматических процессов в мантии.

Принимая во внимание изложенное, можно сделать вывод, что субстратом для очагов плавления родоначальных магм пород ивдельского комплекса послужила деплетированная верхняя мантия, сохранившая «память» о протекавших в ней древних процессах. Среднедевонский возраст гипабиссальных образований ивдельского комплекса принимается на основании их геохимического сходства с вулканитами фаунистически охарактеризованной высотинской свиты. Изотопно-геохронологи-

ческие исследования пород ивдельского комплекса необходимо продолжить. С долеритами и габродолеритами комплекса ассоциируют скарново-магнетитовые месторождения; тела долеритов часто вмещают золотоносные кварцевые жилы. Оролы джаспероидов, березитов и хлорит-альбит-карбонатных метасоматитов, вмещающих зоны золотосодержащей сульфидной вкрапленности, вероятно, связаны с погребенными гранитоидными массивами.

Исследования выполнены в рамках темы № АААА-А18-118053090044-1 государственного задания ИГГ УрО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Среднеуральская. Л. Р-41-XXV (Ивдель). Объяснительная записка / В.А. Шилов, В.Я. Топорков, В.П. Ульянова, Г.С. Никулина. Мингео СССР; ПГО «Уралгеология»; Уральская геологосъемочная экспедиция, 1989. 227 с.
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б.* Петролого-геохимические особенности среднедевонско-раннекаменноугольных островодужных и коллизионных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. 2006. № 1. С. 3–21.
- Мартынов Ю.А., Голозубов В.В., Ханчук А.И.* Мантийный диапиризм в зонах конвергенции литосферных плит (Японское море) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 5. С. 947–961.
- Сколотнев С.Г., Бельтенева В.Е., Лепехина Е.Н., Ипатьева И.С.* Молодые и древние цирконы из пород океанической литосферы Центральной Атлантики, геотектонические следствия // Геотектоника. 2010. № 6. С. 24–59.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А.* Магматические формации современных геодинамических обстановок. М.: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.
- Шулятин О.Г., Андреев С.И., Беляцкий Б.В., Трухалев А.И.* Возраст и этапность формирования магматических пород Срединно-Атлантического хребта по геологическим и радиологическим данным // Региональная геология и металлогения. 2012. № 50. С. 28–36.
- Barberi F., Ferrara G., Santacroce R., Treuil M., Varet J.* A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallisation, the Boina centre (Afar rift, Ethiopia) // J. Petrol. 1975. V. 16. P. 22–56.
- Bea F., Fershtater G.B., Montero P., Whitehouse M., Levin V.Ya., Scarrow J.H., Austrheim H., Pushkariev E.V.* Recycling of continental crust into the mantle as revealed by Kytlym dunite zircons, Ural Mts, Russia // Terra Nova. 2001. V. 13. P. 407–412.
- Beccaluva L., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M.* Geochemical discrimination between ocean-floor and island-arc tholeiites – application to some ophiolites // Canad. J. Earth Sci. 1979. V. 16, no. 9. P. 1874–1882.
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B.* A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram // J. Petrology. 1986. V. 27, iss. 3. P. 745–750.
- Pilot J., Werner C.D., Haubrich F.* Paleozoic and Proterozoic zircons from Mid-Atlantic Ridge // Nature. 1998. V. 393. P. 676–679.
- Proenza J.A., González-Jiménez J.M., Garcia-Casco A., Belousova E., Griffin W.L., Talavera C., Rojas-Agramonte Y., Aiglsperger T., Navarro-Ciurana D., Pujol-Solà N., Gervilla F., O'Reilly S.Y., Jacob D.E.* Cold plumes trigger contamination of oceanic mantle wedges with continental crust-derived sediments: Evidence from chromitite zircon grains of eastern Cuban ophiolites // Geoscience Frontiers. 2018. V. 9. P. 1921–1936.
- Shervais J.W.* Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // Earth Planet. Sci. Lett. 1982. V. 59. P. 101–118.
- Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for the mantle composition and processes // Magmatism in the oceanic basins / ed. by A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. P. 313–345.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* The continental crust; its composition and evolution. Cambridge, Mass.: Blackwell, 1985. 312 p.