

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

ОНЕКСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС — НОВЫЙ СТРУКТУРНЫЙ ТИП  
КРУПНООБЪЕМНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ ИНТРУЗИВНОГО ТРАППОВОГО МАГМАТИЗМА  
НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ

Ю.Р. Васильев<sup>1</sup>, С.Н. Прусская<sup>2</sup>, М.П. Мазуров<sup>1,3</sup>, А.Я. Медведев<sup>4</sup>,  
А.И. Альмухамедов<sup>4</sup>, М.П. Гора<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

<sup>2</sup>Институт горного дела, геологии и геотехнологий СФУ, 660025,  
Красноярск, просп. Красноярский рабочий, 35, Россия

<sup>3</sup>Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

<sup>4</sup>Институт геохимии СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия.

Среди известных и вновь открытых крупнообъемных проявлений интрузивного траппового магматизма особое место занимает онекский интрузивный комплекс, выявленный при поисково-разведочном бурении на углеводородное сырье в западном секторе Сибирской платформы (СП) в северной половине Бахтинского мегавыступа (Тунгусская синеклиза). При этом были получены оригинальные данные по распределению трапповых интрузивных тел в мощном (4.2 км) осадочном чехле. Разнообразные по морфологии и размерам интрузивы, связанные общностью происхождения, вещественного состава и характером внутрикамерной дифференциации, образуют сложно построенный „каркасный“ магматический комплекс, приуроченный к северной половине Бахтинского мегавыступа. Этот комплекс занимает площадь около 40 тыс. км<sup>2</sup> и формирует в осадочном чехле СП сложную тектономагматическую суперструктуру, объем магматического материала которой оценивается в 50 тыс. км<sup>3</sup>. Судя по результатам петрохимических и геохимических исследований, мультиспектрам и отношениям РЗЭ, а также изотопным отношениям <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr (0.70558—0.70580), все многообразие пород онекского интрузивного комплекса формировалось, вероятнее всего, из пикритоидного родоначального расплава, претерпевшего глубинную дифференциацию и незначительно контаминированного породами коры и платформенного чехла. Проведенное всестороннее изучение массива и результаты численного моделирования свидетельствуют о том, что формирование подобных тектономагматических структур тесным образом взаимосвязано с глубинными процессами внутриплитного маглообразования в литосфере кратона. Онекский крупнообъемный интрузивный комплекс, как и другие подобные проявления пермотриасового траппового (и щелочно-ультраосновного) магматизма СП, можно рассматривать как проекции „горячих точек“, фиксирующих эволюционное развитие Сибирского суперплюма.

*Интрузивные траппы, структурный тип, крупнообъемный комплекс, Сибирская платформа.*

THE ONEKA INTRUSIVE COMPLEX: A NEW STRUCTURAL TYPE OF LARGE-SCALE  
MANIFESTATIONS OF INTRUSIVE TRAP MAGMATISM ON THE SIBERIAN PLATFORM

Yu.R. Vasil'ev, S.N. Prusskaya, M.P. Mazurov, A.Ya. Medvedev, A.I. Al'mukhamedov, and M.P. Gora

The Oneka intrusive complex, recognized on prospecting for hydrocarbons in the western Siberian Platform, in the northern half of the Bakhta megablock (Tunguska syncline), holds a special position among the known and new large-scale manifestations of intrusive trap magmatism. During the process, original data on the distribution of traps in the 4.2 km thick platform cover were obtained. Diverse in morphology and size, the intrusions are of the same genesis, composition, and character of intrachamber differentiation and form a “framework” igneous complex in the northern half of the Bakhta megablock. This complex occupies an area of about 40,000 km<sup>2</sup>. It is an intricate tectonomagmatic superstructure, with the volume of magmatic material estimated at 50,000 km<sup>3</sup>. Results of petrochemical and geochemical studies, multispectra and REE ratios, and isotope ratios <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr (0.70558–0.70580) suggest that diverse rocks of the Oneka intrusive complex were, most likely, formed from a primary picritoid magma, which underwent deep-level differentiation and was slightly contaminated with rocks of the crust and platform cover. The comprehensive study of the massif and results of numerical modeling show that the formation of such tectonomagmatic structures is closely related to the processes of intraplate magma formation in the craton lithosphere. The large Oneka intrusive complex, like other similar manifestations of Permo-Triassic trap (and alkaline-ultrabasic) magmatism of the Siberian Platform, can be considered projections of hotspots recording the evolution of the Siberian superplume.

*Intrusive traps, structural type, large-scale complex, Siberian Platform*

## ВВЕДЕНИЕ

Среди исследователей траппового магматизма Сибирской платформы (СП) существовало и существует мнение, что интрузивные траппы максимально развиты в бортах отрицательных тектонических структур (синеклиз, мульда, впадин и т. п.), центральные части которых, как правило, заняты вулканогенными образованиями. При этом считалось, что их преимущественная форма проявления — пластовые интрузивные тела переменной мощности и большой протяженности. Это мнение было существенно поколеблено в последние десятилетия прошлого столетия, когда в процессе проведения крупномасштабных геолого-съёмочных и в первую очередь поисково-разведочных работ на углеводородное сырьё, были выявлены иные закономерности развития интрузивного магматизма. Так, в центральной части Тунгусской синеклизы — крупнейшей тектонической структуры платформы — было обнаружено многообразие форм проявления интрузивных траппов и их приуроченность к определенным геологическим структурам. Оказалось, что в центральной части Тунгусской синеклизы крупнообъемные интрузивные трапповые тела разнообразной морфологии формируют сложно построенные образования, приуроченные к поднятиям чехла и фундамента СП. Крупнообъемные проявления интрузивного траппового магматизма на СП были известны и ранее. В первую очередь к ним относятся Аламджахский и Анакитский интрузивные тела, достаточно хорошо изученные с поверхности и разбуренные одиночными неглубокими скважинами [Масайтис, 1958; Каминский, 1991]. В свое время Н.Л. Сапроновым [1986] интересные трапповые образования, названные им вулканоплутоническими суперструктурами, были закартированы также в южной части туфоловового поля траппов. Принадлежность этих и других интрузивных тел к крупнообъемным интрузивным комплексам остается недоказанной из-за недостаточной изученности разрезов осадочного чехла СП и его насыщенности магматическими телами.

Среди таких образований, названных нами тектономагматическими суперструктурами, особое место занимает Онекская, располагающаяся в северной половине Бахтинского мегавыступа и занимающая площадь около 40 тыс. км<sup>2</sup>. Разнообразные по форме и масштабам проявления интрузивные тела, сформировавшие сложную „каркасную“ тектономагматическую структуру, были разбурены многочисленными скважинами, что позволило достаточно объективно реконструировать процесс ее формирования и подсчитать объем магматического расплава (примерно 50 тыс. км<sup>3</sup>). Проведенное нами всестороннее изучение онекского интрузивного комплекса выявило разнообразие морфологии интрузивных тел, характер внутрикамерной дифференциации, особенности минералогии, петрохимии и геохимии, а распределение и отношения РЗЭ позволили с большой вероятностью установить пикритоидную природу родоначального расплава, сформировавшего все многообразие пород этого комплекса. В свою очередь, полученные отношения изотопов Sr свидетельствуют о незначительной ассимиляции вмещающих пород магматическим расплавом.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И МОРФОЛОГИЯ ОНЕКСКОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА

Сибирская платформа отличается от других провинций траппового магматизма необычайно широким развитием пород пермско-триасовой трапповой формации, представленных пирокластическими, лавовыми и интрузивными образованиями. Общий объем траппов СП на современном эрозионном срезе составляет не менее 2 млн км<sup>3</sup>, при почти равном соотношении вулканогенных и интрузивных пород [Васильев, Прусская, 1997; Васильев и др., 2000], а с учетом проявлений траппового магматизма в регионах, сопряженных с СП (Западно-Сибирская плита, Таймыр, Кузбасс и др.), его объем оценивается ~16·10<sup>6</sup> км<sup>3</sup> [Добрецов, 1997; Reichow et al., 2002; Медведев и др., 2003; Добрецов, 2005], что сопоставимо, пожалуй, только с объемами магматического материала океанических платобазальтов, таких как Онтонг Джава и др. [Neal et al., 1997; Золотухин и др., 2003]. Интрузивные траппы распространены на территории платформы неравномерно [Геологическое строение..., 1987]. Значительный их объем (около 500 тыс. км<sup>3</sup>) сосредоточен в западной половине платформы в пределах Тунгусской синеклизы, где они представлены пластовыми, реже секущими, дугообразными и кольцевыми телами, располагающимися в ее осадочном чехле (от перми до протерозоя).

Всестороннее геолого-геофизическое изучение западного и южного секторов платформы, проведенное в последние 15—20 лет прошлого столетия в связи с поиском нефтегазоносных месторождений, выявило новые, ранее неизвестные формы проявления траппового интрузивного магматизма, образующего крупнообъемные интрузивные комплексы. Такие комплексы, приуроченные к крупным поднятиям чехла и фундамента и занимающие в плане десятки тысяч кв. километров, образуют сложные тектономагматические структуры, динамика формирования которых до настоящего времени никем не изучалась. Впервые на широкое развитие интрузивных траппов в этом районе обратил внимание В.С. Соболев [1936]. В дальнейшем, при проведении геолого-съёмочных, поисково-разведочных и геофизических работ, особенно при бурении многочисленных скважин, было установлено, что интрузивные траппы в этой части

платформы необычайно многообразны по размеру, морфологии и вещественному составу [Масайтис, 1973; Магнезиальные базиты..., 1984; Геологическое строение..., 1987].

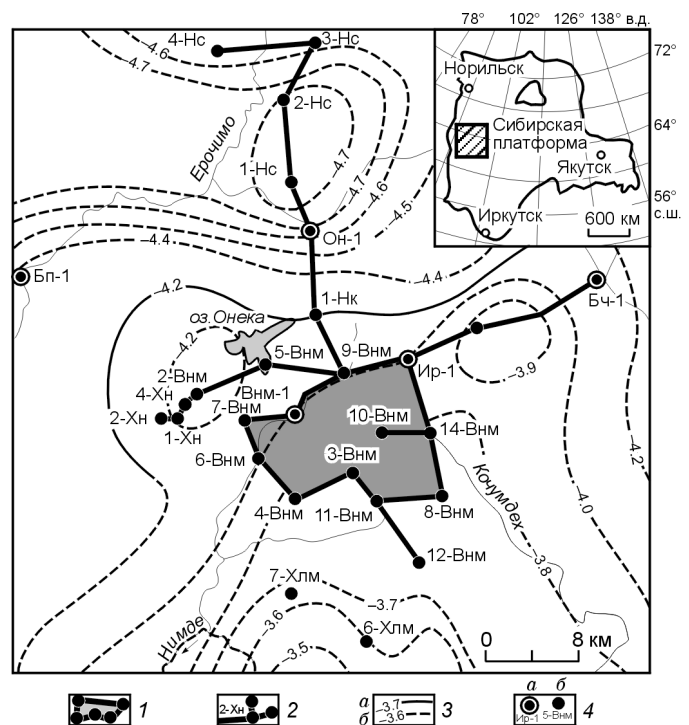
Анализ полученной информации выявил: 1) интрузивные тела сосредоточены не только по бортам отрицательных тектонических структур (синеклиз, впадин и т. п.), как это считалось ранее, а развиты по всей площади региона; 2) распределение интрузивных тел по латерали и вертикальному разрезу осадочного чехла весьма неравномерно (по разрезам некоторых скважин насыщенность интрузивами осадочного чехла может достигать 70 %); 3) морфология и размер интрузивов изменяется в широком диапазоне, преобладают пластовые интрузивы переменной мощности (от первых метров до первых сотен метров), также встречаются разнообразные секущие дайкообразные, дугообразные, радиальные, кольцевые и ступенчатые тела; 4) морфологически разнообразные тела формируют крупнообъемные сложно построенные многоярусные „каркасные“ интрузивы, приуроченные к поднятиям фундамента и чехла платформы. К ним относятся структуры в бассейнах рек Чуня, Чамба, Соба и Бахта, среди которых особое место занимает хорошо разбуренный Онекский интрузив, располагающийся в северной половине Бахтинского мегавыступа [Прусская, Васильев, 2004]. Именно в этой части, где мощность осадочного чехла достигает 4.2 км, сосредоточены разнообразные по морфологии и объему интрузивы траппов, объединенные нами в онекский интрузивный комплекс.

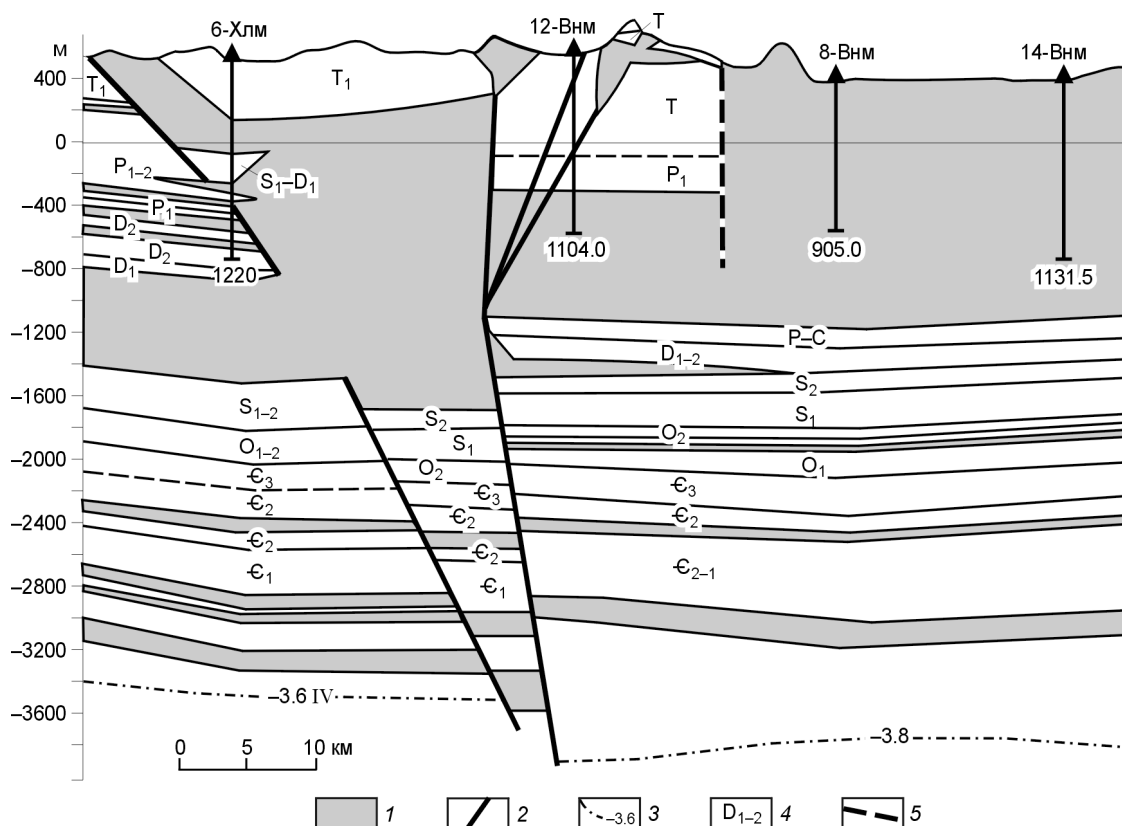
В тектоническом плане район развития онекского комплекса, занимающего площадь около 40 тыс. км<sup>2</sup>, представляет собой приподнятую зону, осложненную террасообразной ступенью по северному краю Бахтинского мегавыступа. В целом онекский интрузивный комплекс как группа взаимосвязанных между собой интрузивных трапповых тел различного размера, морфологии и внутреннего строения представляет собой сложную тектономагматическую структуру. По данным площадного бурения и построенным профилям установлено многообразие форм проявления интрузивных тел. Так, в северной части этого блока располагается крупная приповерхностная интрузивная камера, имеющая размеры по периметру 100 × 100 км и разбуренная на глубину до 1.5 км (рис. 1—4). Не исключено, что эта камера имела связь с поверхностью. Это подтверждается присутствием в ней крупных ксенолитов осадочных пород с обратной стратификацией (см. рис. 2). От этого центрального тела отходят мощные (100—300 м) пластинообразные ответвления, прослеженные на расстояние до 70 км. В районе оз. Онека закартирован также рой дайковых тел, обрамляющих центральный интрузивный массив. По разрезам глубоких скважин число интрузивных тел в осадочном чехле СП может достигать 15, а их суммарная мощность 3.0 км. Установлены переходы пластовых тел с одних стратиграфических уровней на другие, выклинивание и разветвление на несколько тел небольшой мощности. Характерны „каркасные“ структуры, когда горизонтальные и вертикальные тела ограничивают со всех сторон крупные блоки осадочных пород. Глубокими скважинами также были вскрыты мощные (до 500 м) интрузивные тела в нижней части осадочного чехла на глубинах от 2.8 до 3.5 км. Не исключено, судя по результатам глубинного сейсмического зондирования и бурения, что для данной тектономагматической структуры характерно многоярусное расположение магматических очагов не только в осадочном платформенном чехле, но и в земной коре, связанных единой системой магмоподводящих каналов. По нашим подсчетам, объем интрузивных траппов в онекском комплексе составляет около 50 тыс. км<sup>3</sup>, что позволяет нам отнести его к новому структурному типу крупнообъемных проявлений траппового магматизма на Сибирской платформе [Васильев и др., 2007].

Среди многочисленных скважин, пробуренных на Бахтинском мегавыступе, преобладают поисково-разведочные с глубинами до

**Рис. 1. Морфологический контур Онекского интрузива в структуре осадочного чехла.**

1 — Онекский интрузив; 2 — ветви интрузива, прослеженные в разрезах скважин; 3 — изогипсы отражающего горизонта IV — по кровле платоновской свиты (и ее аналогов) нижнего кембрия: а — установленные, б — предполагаемые; 4 — скважины: а — глубокого бурения, б — структурно-колонкового бурения.





**Рис. 2. Вертикальный разрез центрального тела Онецкого интрузива.**

1 — крупнообъемные расслоенные интрузивы повышенной магнезиальности — Онецкий интрузив; 2 — секущие интрузии, агатский дайковый тип; 3 — отметки IV сейсмического горизонта; 4 — индексы стратиграфических и литостратиграфических подразделений, вскрытых разрезами скважин; 5 — тектоническое нарушение.

1.2—1.5 км. Поэтому интрузивные тела, расположенные на этих глубинах, наиболее хорошо оказались изучены и реконструированы. В первую очередь это относится к приповерхностному центральному интрузивному телу.

#### ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОЛОГИИ ОНЕЦКОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА

Проведенные нами всесторонние петрологические исследования показали, что интрузивные тела этого комплекса имеют четкое расслоенное строение. Наиболее хорошо изучено приповерхностное центральное тело (см. рис. 1—4), в котором могут быть выделены три крупных горизонта: *прикровельный*, *средний* и *приподошвенный*. Эти горизонты различаются между собой набором дифференциатов и их составом, но не имеют четких границ.

В верхнем, прикровельном, горизонте, мощность которого изменяется от 180 до 490 м, преобладают габбро-долериты лейкократовые, такситовые и трахитоидные со шлирами габбро-пегматитов. В среднем горизонте массива преобладают оливинсодержащие, троктолитовые и троктолит-пикритовые габбро-долериты с характерными для них офитоккоккитовыми и такситоофитовыми структурами. Эти породы чередуются с „прослоями“ лейкократовых плагиоклазитов. Мощность среднего горизонта достигает 440 м. Приподошвенный горизонт интрузива представлен долеритами оливинсодержащими и безоливиновыми гломеропорфирами с редкими шлирами габбро-долеритов и микродолеритами в нижнем эндоконтакте. Мощность этого горизонта изменяется от 48 м и более. Хорошо выраженная внутрикамерная дифференциация установлена также в боковых, в том числе крутопадающих ветвях Онецкого массива [Магнезиальные базиты..., 1984].

Наиболее полные разрезы дифференциации интрузива вскрыты структурно-колонковыми скважинами 2-Внм, 5-Внм, 8-Внм, 9-Внм, 11-Внм, 14-Внм, в которых достаточно четко выделяются главные структурные горизонты, составляющие расслоенную серию пород [Прусская, 1992].

*Прикровельный* горизонт — предствлен долеритами микропикритовыми, порфирированными и порфирированными (эндоконтакт), долеритами гломеропорфирированными, оливиновыми и безоливиновыми

**Рис. 3. Центральная часть Онекского рас- слоенного крупнообъемного интрузива (в сечении разрезов скважин).**

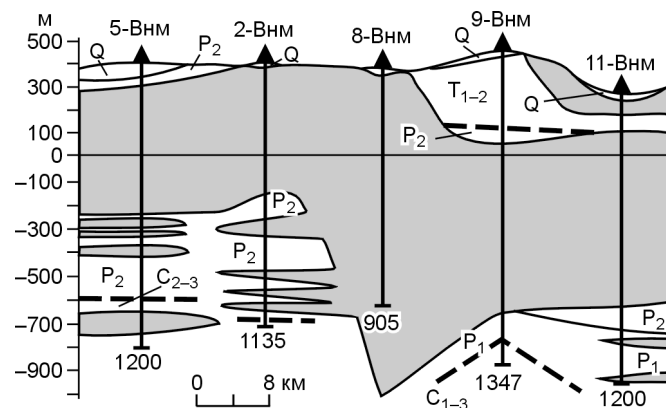
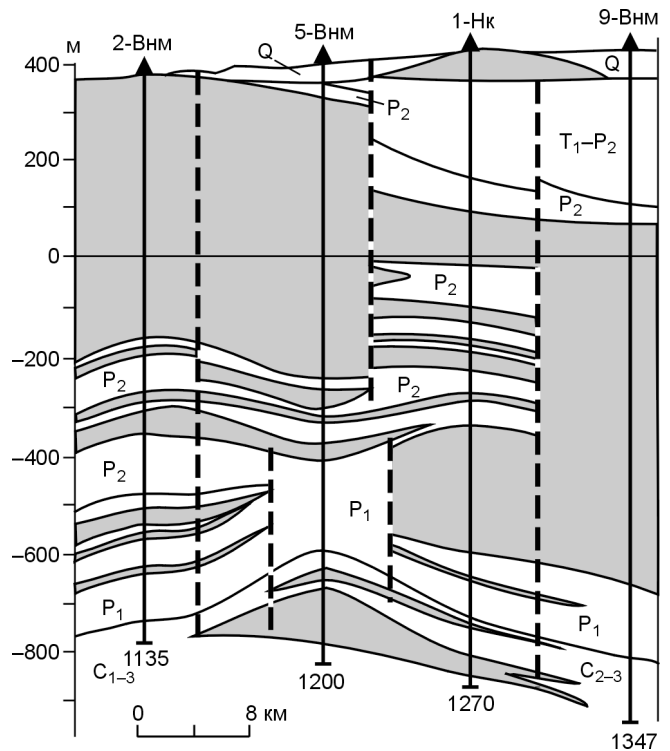
габбро-долеритами, иногда такситовыми. Отме- чаются шпильеры габбро-долерит-пегматитов. Максимальная вскрытая мощность этого горизонта прослежена по разрезу скв. 8-Внм, где она составляет порядка 490 м и подразде- ляется, в свою очередь, на три основных струк- турных дифференциата: 1) 0—330 м — долериты оливиновые и оливинсодержащие порфи- ровые и порфириовидные; 2) среди пород пер- вого горизонта в интервале 78—129 м выделен характерный дифференциат призматически- зернистых габбро-долеритов; 3) 330—490 м — габбро-долериты такситовые. В другом изучен- ном разрезе Онекского интрузива по скв. 9-Внм в интервале глубин 358—718 м прикровельный горизонт представлен следующими петрогра- фо-структурными дифференциатами: 1) 358— 395 м — долериты безоливиновые порфировые и порфириовидные; 2) 395—456 м — габбро- долериты лейкократовые, такситовые и атакси- товые, трахитоидные; 3) 456—530 м — габбро- долериты призматически-зернистые; 4) 530—610 м — габбро-долерит-пегматиты, характернейшей чер- той которых является графическая структура срастания пироксена с плагиоклазом; 5) 610—718 м — габбро-долериты безоливиновые и оливинсодержащие. Аналогичное строение этот горизонт имеет и в разрезах других скважин этой площади.

*Средний* горизонт максимальной дифференциации — наиболее полно представлен по разрезу скв. 11-Внм (интервал 378—836 м): 1) долериты оливинсодержащие и оливиновые гломеропорфи- ровые, мощность — 28 м; 2) долериты оливиновые до троктолитовых с характерной офитококкитовой структурой — 200 м; на глубине 460—480 м присутствуют прослои долеритов оливиновых гломеропорфи- ровых; 3) долериты оливиновые гломеропорфи- ровые — 160 м; 4) долериты оливиновые с такситоофитовой структурой — 18 м; 5) долериты троктолитовые до пикритовых с офитококкитовой и такситоофитовой структурами — 52 м. Суммарная мощность среднего горизонта по скв. 11-Внм составляет 458 м.

В других скважинах этой площади мощность отдельных дифференциатов варьирует достаточно широко, но сохраняется преобладание троктолитовых и пикрит-троктолитовых разновидностей пород. Переходной структурной разностью от верхних (по разрезу) лейкократовых габброидов прикровельного горизонта к среднему горизонту служат долериты гломеропорфи- ровые оливинсодержащие и оливиновые.

*Приподошвенный* горизонт сложен мелкозернистыми долеритами оливинсодержащими и безоли- виновыми гломеропорфи- ровыми и пойкилоофитовыми с прослоями и шпильерами более крупнозернистых габбро-долеритов. В эндоконтакте маломощная зона закалки представлена тонкозернистыми и афа- нитовыми долеритами. Мощность 14—48 м. По разрезу скв. 9-Внм интервал 1048—1087 м представлен долеритами гломеропорфи- ровыми, гломероофитовыми с редкими шпильерами габбро-долеритов такси- товых. В нижнем эндоконтакте — долериты микропойкилитовые до афанитовых. Анало- гично его строение и по разрезам других сква- жин.

Наличие всех вышеперечисленных гори- зонтов характерно для разрезов других круп- ных дифференцированных интрузивов онек- ского комплекса, содержащих расслоенную серию пород. Так, четко выраженная диффе-



**Рис. 4. Разрез центральной части Онек- ского расслоенного интрузива (по скважи- нам).**

Таблица 1. Содержание породообразующих оксидов (мас.%) и элементов-примесей (г/т) в породах онекского

Компонент	Гф-4/ 76	Гф-4/ 323	Гф-4/ 428	Гф-4/ 496	Гф-4/ 820	Гф-4/ 1053	Гф-4/ 1154.2	Гф-4/ 1230	Гф-4/ 1285	СВ-1/ 3930	СВ-1/ 3967	СВ-1/ 3982
SiO <sub>2</sub>	48.31	48.4	48.49	48.74	48.45	45.13	46.33	49.61	48.7	49.44	48.65	50.68
TiO <sub>2</sub>	1.00	1.45	1.23	1.11	1.00	1.02	1.01	1.44	1.28	1.15	1.39	2.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.27	14.75	15.63	15.56	14.27	15.78	14.46	14.96	15.38	15.33	13.03	12.65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	2.9	2.78	2.24	1.89	1.99	—	2.6	3.55	3	3.75	4.08
FeO	—	8.99	9.66	9.56	8.59	10.72	—	10.14	8.68	8.44	9.5	11.68
MnO	0.18	0.19	0.20	0.18	0.16	0.18	0.22	0.20	0.19	0.16	0.21	0.26
MgO	8.15	7.52	7.97	8.08	11.06	8.10	11.81	7.15	7.77	8.17	5.80	4.81
CaO	11.41	11.66	11.12	12.10	12.00	10.20	9.79	10.72	10.75	11.28	10.95	9.20
Na <sub>2</sub> O	2.06	2.29	2.28	2.2	1.77	1.94	1.68	2.32	2	1.73	3.75	3.10
K <sub>2</sub> O	0.49	0.51	0.45	0.39	0.32	0.41	0.41	0.5	0.58	0.79	0.41	0.65
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	0.14	0.11	0.10	0.08	0.11	0.10	0.15	0.14	0.13	0.19	0.26
П.п.п.	1.38	1.45	0.34	-0.24	0.63	1.42	0.35	0.36	1.47	0.82	2.47	0.45
Сумма	99.86	100.26	100.32	99.80	100.16	97.00	100.16	100.16	100.49	100.44	100.09	99.89
CO <sub>2</sub>	—	0.48	0.04	0.22	0.41	0.41	—	0.41	0.88	0.22	1.12	0.31
FeO*	11.16	11.6	12.16	11.55	10.29	12.51	13.98	12.48	11.87	11.14	12.87	15.33
Li	9	24	8	6	8	14	22	7	14	6	33	24
B	5.4	180	14	3.7	9.7	10	8.2	6.2	16	24	37	58
Sc	39	43	49	43	56	40	31	62	40	40	44	52
V	240	280	250	250	270	220	190	260	240	270	300	300
Cr	110	340	160	270	480	100	110	160	120	270	33	38
Co	47	38	40	49	56	43	69	38	36	34	36	37
Ni	100	140	140	170	180	150	250	110	120	150	50	45
Cu	69	100	120	93	86	130	140	130	190	130	83	270
Zn	100	210	180	78	88	110	120	140	170	84	100	180
Rb	19	13	8	7	5	9	10	10	10	16	6	12
Sr	322	242	213	210	229	238	156	182	288	209	413	280
Y	—	24	22	25	19	22	19	25	24	25	31	48
Zr	<80	81	78	86	50	77	69	99	90	79	102	159
Nb	—	4	5	<5	6	4	<5	5	5	4	5	10
Ag	0.07	0.1	0.09	0.1	0.06	0.07	0.06	0.08	0.1	0.04	0.04	0.07
Sn	2.4	1.3	2.1	1.7	0.9	2.8	2.2	2.2	1.5	1	1.3	1.04
Ba	130	87	105	86	100	100	96	125	110	100	110	150
Pb	4	1.4	5	2.6	1.5	2.4	1.4	1.8	4.5	0.8	2.5	4.8

ренциация от оливинсодержащих до пикритовых габбро-долеритов установлена в интрузиве по разрезу скв. 5-Внм. Следует также отметить, что маломощные дифференцированные тела, которые являются боковыми ответвлениями (апофизами) крупных раслоенных массивов, как правило, сложены троктолит-пикритовыми и пикритовыми габбро-долеритами с характерными офитококкитовыми структурами. Так, в скв. 2-Внм на отрезке глубин 900—970 м отмечено четыре интрузивных тела троктолит-пикритовых долеритов с офитококкитовой структурой мощностью от 5 до 10 м. В ответвлениях, мощность которых не превышает первых сантиметров, хорошо выражены следы закалки в виде афанитовых и тонкозернистых структур. Термальное воздействие магматического расплава на вмещающие терригенно-карбонатные породы проявилось в их ороговикании и незначительном воздействии постмагматических процессов.

Таким образом, для разреза центрального раслоенного тела Онекского интрузива характерна концентрация пород с габбровыми, пегматоидными, призматически-зернистыми, порфиоровыми и порфировидными структурами в верхней части разреза, в то время как дифференциаты, обогащенные оливином (долериты троктолитовые до пикритовых с офитококкитовой и такситоофитовой структурами), располагаются ближе к подошвенной части.

Онекский интрузивный комплекс охарактеризован несколькими сотнями химических анализов пород, неравномерно отобранных по всей площади и глубинам распределения интрузивных тел. Судя по

**интрузивного комплекса и интрузива ногинской площади (скв. Нг-9)**

Кт-1/ 376	Кт-1/ 383	Кт-1/ 389	Кт-1/ 1146	Нг-9/ 280	Нг-9/ 286	Нг-9/ 288	Нг-9/ 291	Нг-9/ 330.5	Нг-9/ 366.5	Нг-9/ 512	Нг-9/ 704	Нг-9/ 718	Нг-9/ 970.6
49.17	48.29	49.04	49.36	52.74	48.32	51.57	52	47.28	49.75	46.75	51.65	47.39	49.2
2.15	1.28	1.47	1.01	0.989	0.89	0.997	0.952	0.658	2.689	0.687	1.017	2.063	0.873
13.14	15.67	14.85	14.36	14.94	13.15	15.22	15.23	16.35	13.38	15.72	17.26	12.66	12.48
4.43	2.22	1.98	3.74	1.76	—	1.86	0.8	1.9	4.07	—	—	4.1	1.71
11.25	10.35	10.85	8.07	8.27	11.62	8.9	9.09	9.42	12.7	—	—	8.72	7.19
0.24	0.2	0.21	0.16	0.136	0.14	0.116	0.1	0.159	0.26	0.172	0.135	0.143	0.146
5.91	7.72	7.25	7.47	6.728	9.3	6.566	6.659	10.082	3.912	10.204	4.116	5.343	11.314
10.64	10.94	11.16	11.75	10.257	10.23	9.667	9.732	11.657	9.316	11.72	10.608	13.24	13.015
2.46	2.35	2.27	2.07	2.38	2.49	2.72	2.78	1.87	2.515	1.765	3.28	2.695	1.58
0.57	0.55	0.6	0.52	1.065	1.11	1.3	1.15	0.37	1.208	0.264	0.675	0.574	0.853
0.20	0.13	0.17	0.12	0.118	0.08	0.115	0.112	0.07	0.271	0.073	0.198	0.184	0.026
0.13	0.43	0.25	1.59	0.68	0.08	1.35	1.22	0.25	0.08	0.26	0.02	3.03	1.77
100.29	100.12	100.09	99.89	100.063	97.41	100.39	99.83	99.94	99.8	99.96	99.92	99.8	99.98
0.59	0.54	0.78	0.22	0.44	1.05	0.66	0.3	0.33	0.22	—	—	3.41	0.99
15.42	12.35	12.62	11.43	9.85	13.92	10.57	9.81	11.11	16.35	12.85	10.86	12.4	8.72
14	11	11	28	17	16	24	19	9	15	7	15	15	18
31	13	14	12	21	34	22	24	9.3	13	5.6	8.7	4.7	12
58	54	59	43	42	52	51	41	46	49	37	42	51	62
310	230	310	220	230	250	220	210	230	370	230	230	380	300
320	180	290	200	180	230	190	220	460	370	520	53	45	660
44	46	36	62	32	46	39	43	65	45	64	40	43	40
200	160	130	160	150	64	79	47	240	43	250	61	64	150
740	140	92	160	25	36	16	11	49	270	74	135	160	19
220	120	150	320	55	560	47	33	100	140	105	71	62	78
14	11	12	4	36	40	42	36	7	36	5	12	12	11
169	255	205	685	279	—	303	289	252	226	209	417	337	431
27	23	29	20	21	Не обн.	»	22	13	47	—	—	45	16
132	81	101	65	120	»	122	106	48	194	—	—	125	46
7	4	8	<5	6	»	»	6	<5	10	—	—	<5	<5
0.07	0.09	0.07	0.05	0.03	0.05	0.04	0.04	0.05	0.23	0.12	0.05	0.05	0.1
3.2	1.8	1.6	1.9	1.7	2.3	1.2	1.1	1.3	4.1	1.9	1.7	2.2	1.6
140	120	135	—	175	135	145	130	89	—	72	140	—	105
14	3	4.8	1.9	2	13	1.7	2.1	3	10	2.4	5.2	2.2	1.3

Примечание. Гф-4/76 и др. — номер скважины/глубина (м).

среднему содержанию петрогенных оксидов, исходный расплав был достаточно магниальным (около 9.0 мас.% MgO), что близко к среднему содержанию MgO в породах центрального интрузивного тела, полученному по 115 анализам пород из максимально изученных разрезов (табл. 1). Из этих результатов следует, что среднее содержание MgO в нем равно  $9.26 \pm 2.68$  мас.%, изменяясь в породах от 3.33 до 17.94 мас.%, что свидетельствует о высокой степени внутрикамерной дифференциации. Положение точек составов пород на диаграмме щелочность—кремнекислотность показывает, что большинство исследованных образцов относятся к нормальному ряду толеитовой серии (рис. 5). Низкие содержания потерь при прокаливании (п.п.п.) указывают на незначительную степень вторичных изменений, а высокие содержания окисного железа — на незначительную степень окисленности. В отдельных пробах наблюдается достаточно высокое количество CO<sub>2</sub>, что свидетельствует о наличии карбонатной составляющей.

Наглядное представление о характере внутрикамерной дифференциации и изменении составов минералов по разрезам интрузива (скв. Гф-4, 5-Внм) дают вариационные диаграммы (рис. 6), построенные на основании пересчета химических анализов пород на нормативные составы по системе CIPW [Заварицкий, 1960]. Характер распределения и изменения составов минералов на диаграмме соответствует или близок к наблюдаемым соотношениям в породах разреза. Некоторый избыток гиперстена на диаграмме, как и

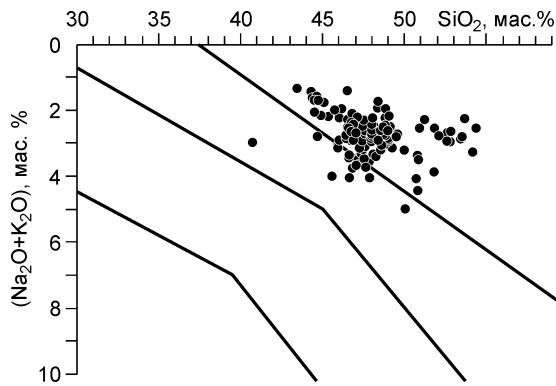


Рис. 5. Положение точек составов пород Онегского интрузива на диаграмме  $\text{SiO}_2$ — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ , мас. %.

появление свободного кварца, по-видимому, обусловлено несовершенством метода пересчета и отчасти ассимиляцией исходным расплавом кремнекислых пород. Сопоставление с ранее выделенными петрохимическими типами интрузивных траппов Сибирской платформы [Шарапов и др., 2001; Васильев и др., 2004] показало, что исходный расплав, формирующий все многообразие пород онегского комплекса, близок к петрохимическому типу западного сектора СП по большинству пороодооб-

разующих оксидов, а по содержанию  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  приближается к петрохимическому типу, характерному для дифференцированных интрузий Норильско-Хараелахской провинции.

Главными пороодообразующими минералами Онегского интрузива являются оливины, пироксены, плагиоклазы, оксиды железа и титана.

*Оливины* встречаются практически во всех разновидностях пород Онегского интрузива. Они представлены скоплениями полигональных зерен в оливиновых и троктолитовых габбро-долеритах, включениями в ойкокристах авгита пойкилоофитовых долеритов и отдельными зернами в контактовых долеритах. Размерность зерен оливина изменяется от долей до 1—2 мм. Железистость минерала колеблется в широких пределах (рис. 7, а). Маложелезистые (30.9 % Fa) — это хадакрисы в авгите. В оливиновых габбро-долеритах она составляет 36.2 % Fa, в троктолитовых — 42—44.5 % Fa. Зерна наиболее железистого оливина встречены в метасоматически измененных оливинсодержащих долеритах, где она составляет 50.1—58 % Fa. Минимально железистые оливины (до 25—28 % Fa) были обнаружены в приподошвенной части интрузивного тела, вскрытого скв. 5-Внм [Магнезиальные базиты..., 1984]. Оливины часто окружены серпентин-магнетитовой каймой или целиком псевдоморфно серпентинизированы с выделением гистерогенного магнетита.

*Пироксены.* Преобладают моноклинные пироксены. По составу (см. рис. 7, б) они относятся к высококальциевым магнезиальным авгитам. Нередко сдвойникованы, иногда имеют зональное строение и микроструктуру типа песочных часов. Размер крупных зерен пироксена может достигать 3—4 мм в поперечнике. Формируют ойкокрисы с хадакрисами оливина и чаще плагиоклаза. В прикровельном горизонте отмечаются графические сростания пироксена с плагиоклазом. В пределах зональных зерен железистость изменяется от 23.5 в центре до 30.6 % на периферии. По многочисленным определениям составов на микрозонде минимальная железистость составляет 21.5, максимальная — 49.1, а большинство значений находится в пределах 26 %. Авгит нередко содержит тонкие включения ильменита или рутила, при больших увеличениях заметны структуры распада твердых растворов. Замещаются зернами пироксена железистым биотитом, амфиболами и хлоритом.

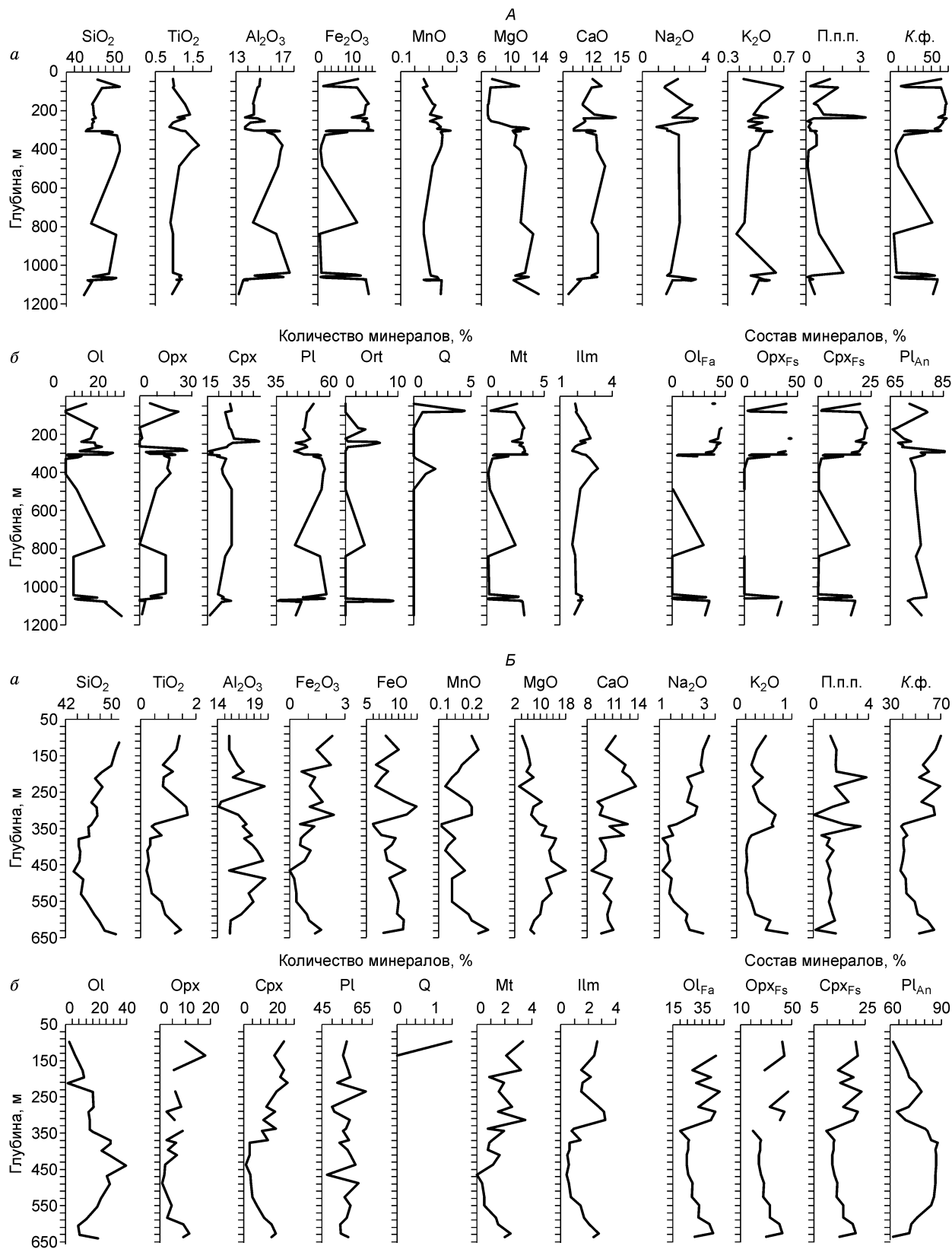
Корреляционный анализ компонентов химического состава пироксенов дал возможность объяснить некоторые его особенности. Положительная корреляция  $\text{Cr}$  и  $\text{Al}$  с  $\text{Mg}$  и  $\text{Ca}$  и отсутствие зависимости  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{SiO}_2$  может свидетельствовать о присутствии чермакитового минала. Зеленый цвет центральных участков зерен обусловлен примесью хрома. Интересна зависимость  $\text{TiO}_2$  и  $\text{FeO}$ . Она положительна в области концентраций до 15 %  $\text{FeO}$ , а при больших значениях становится отрицательной. Это обусловлено одновременной кристаллизацией более железистого авгита и оксидов титана и железа, а также распределением титана между этими сосуществующими фазами.

Ортопироксены отмечаются редко либо как отдельные зерна, либо как каймы на оливине. Они замещены хлорит-серпентиновым агрегатом.

*Плагиоклазы* варьируют от широкотаблитчатых до лейстовых зерен, зональных и тонкосдвойникованных, имеют размер от долей до 2—3 мм. Они слагают главную массу породы и формируют ее структуру. По составу (см. рис. 7, в) плагиоклазы изменяются от битовнита № 84 в ядрах зональных кристаллов в оливиновых габбро-долеритах до лабрадора № 52 в хадакрисах и лейстовидном мезостазице в пойкилоофитовых долеритах. В отдельных зернах прослежено изменение состава от № 66 в центре до № 55 на периферии. С раскислением состава в плагиоклазах повышается примесь  $\text{K}_2\text{O}$ . В редко встречающихся гранофировых обособлениях обнаружено до 15 % калишпатового минала. В участках гидротермальных преобразований плагиоклазы альбитизированы или скаполитизированы.

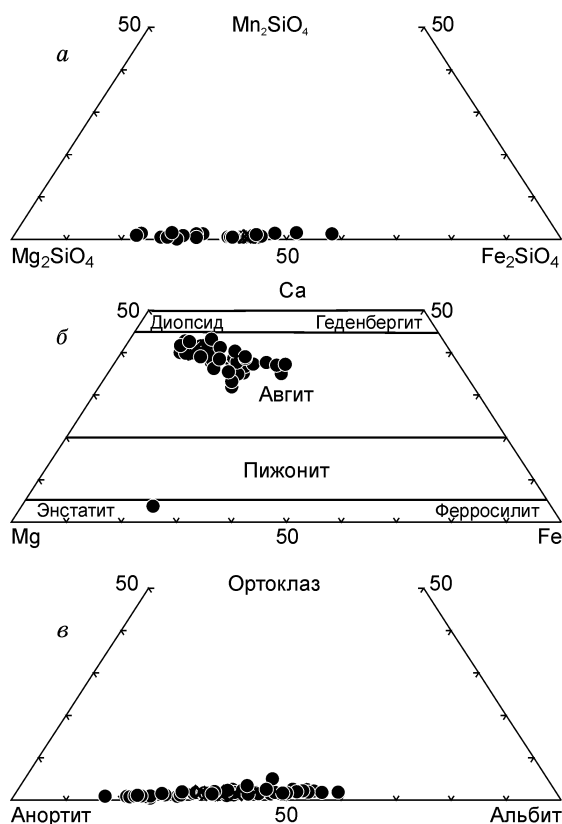
*Непрозрачные минералы* представлены оксидными и сульфидными твердыми растворами, локализующимися в интерстициях силикатов и образующими местами сидеронитовую структуру. Постмагматические оксиды и сульфиды приурочены к участкам гидротермальных изменений, формируют мелкую вкрапленность и прожилки [Мазуров и др., 2004, 2005].





**Рис. 6. Вариационные диаграммы:**

*а* — содержаний породообразующих оксидов, мас.%, *б* — составов нормативных минералов: *А* — по вертикальным разрезам Онежского интрузива (скв. Гф-4), *Б* — по вертикальному разрезу в крутопадающем теле Онежского интрузива (скв. 5-Внм). Минералы: Ol — оливин, Орх — ортопироксен, Срх — клинопироксен, Pl — плагиоклаз, Ort — полевошпат, Q — кварц, Mt — магнетит, Ilm — ильменит.



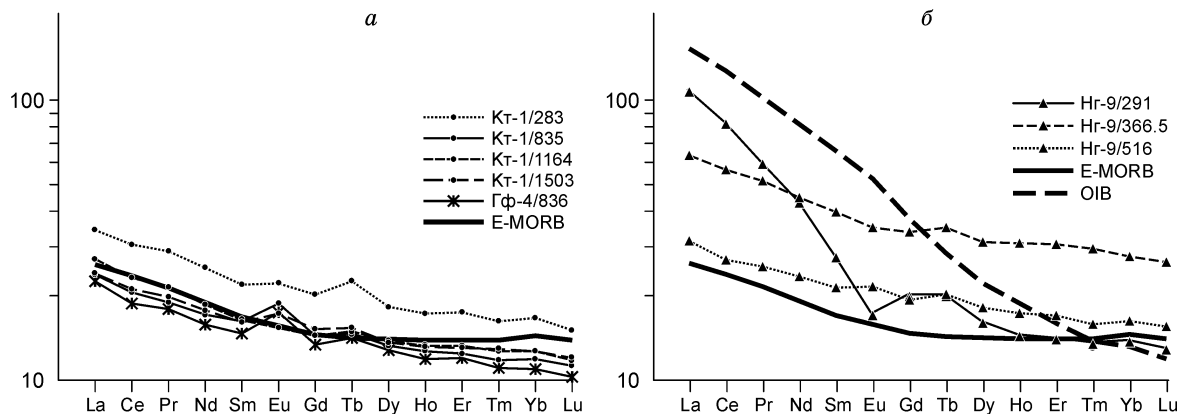
**Рис. 7. Составы породообразующих минералов (а — оливинов, б — пироксенов, в — плагиоклазов) из пород онекского интрузивного комплекса.**

В целом особенности составов силикатных и оксидных минеральных фаз подчеркивают характер эволюции исходного расплава в центральном интрузивном теле и боковых ветвях. Разброс составов силикатных фаз охватывает достаточно широкий диапазон и близок или соответствует составам аналогичных фаз в других дифференцированных трапповых интрузивах запада Сибирской платформы [Магнезиальные базиты..., 1984].

Особенности петрохимии пород Онекского интрузива хорошо подчеркивается данными геохимии. В первую очередь к ним относятся элементы группы железа, Sr, Ba и редкие земли. Все исследованные породы содержат умеренное количество элементов группы железа, таких как V, Cr, Ni, Co. Их содержания в породах Онекского массива сопоставимы с таковыми в базальтах покровного этапа, а количество Ni и Cr существенно ниже, чем в пикритобазальтах северо-запада СП. Содержание бария в породах интрузива существенно не отличается от его содержания в пикритобазальтах и вулканитах покровного этапа. Это можно отметить и для стронция, количество которого в большинстве образцов невысокое и мало отличается от

его содержания в базальтах покровного этапа. Высокие значения количеств Sr в некоторых пробах можно объяснить тем, что это либо приконтактные части интрузива и в них более проявлена ассимиляция, либо влиянием вторичного карбоната из миндалин.

Наиболее интересные результаты наблюдаются при рассмотрении распределения редкоземельных элементов (табл. 2). Здесь и на рис. 8 приводятся результаты по разрезу Онекского интрузива и для сравнения данные по крупному трапповому телу Ногинской площади (скв. Нг-9), расположенному юго-восточнее интрузива. График распределения редких земель, нормированных по примитивной мантии приведен на рис. 8 [Sun, McDonough, 1989]. Видно, что распределение редких элементов пород Онекского интрузива практически полностью соответствует таковому в базальтах покровного этапа Сибирской платформы и океаническим базальтам (см. рис. 8, а), тогда как распределение в базитах Ногинской площади носит более сложный двойственный характер (см. рис. 8, б). При этом следует отметить, что содержание тяжелых редких земель в исследованных породах выше, чем в пикритобазальтах северо-запада СП.



**Рис. 8. Распределение редкоземельных элементов в породах по разрезам:**

а — Онекского интрузива (по скв. Гф-4, КТ-1); б — интрузива Ногинской площади (скв. Нг-9).

Таблица 2. Содержание РЗЭ и примесных элементов (г/т) в породах Онежского интрузива и интрузива ногинской площади (скв. Нг-9)

Элемент	Кт-1/283	Кт-1/835	Кт-1/1164	Кт-1/1503	Гф-4/836	Нг-9/291	Нг-9/366.5	Нг-9/516
<sup>45</sup> Sc	38.22	38.58	30.55	31.16	37.79	30.93	38.93	47.98
<sup>51</sup> V	300.77	276.52	225.86	242.86	268.11	224.66	413.98	342.64
<sup>52</sup> Cr	206.83	185.18	232.79	240.53	433.02	213.72	34.10	147.07
<sup>59</sup> Co	51.67	44.71	47.80	69.32	52.61	36.52	39.98	44.92
<sup>60</sup> Ni	123.91	98.21	143.69	219.04	152.17	28.50	46.14	91.40
<sup>63</sup> Cu	146.95	120.42	103.14	104.93	91.98	9.26	321.73	144.85
<sup>66</sup> Zn	132.34	89.38	170.54	141.98	73.66	26.28	166.66	96.04
<sup>71</sup> Ga	17.85	15.77	13.53	14.90	14.54	16.34	21.12	16.49
<sup>74</sup> Ge	1.29	1.29	1.15	1.29	1.27	1.33	1.46	1.29
<sup>88</sup> Sr	209.73	247.96	214.13	185.03	220.93	299.25	234.70	177.71
<sup>89</sup> Y	22.18	16.90	17.03	17.00	15.76	19.03	41.48	23.15
<sup>90</sup> Zr	71.03	67.99	74.05	66.61	65.22	109.27	184.88	81.88
<sup>91</sup> Zr	72.90	66.66	74.13	65.88	65.77	110.83	185.79	81.13
<sup>93</sup> Nb	4.87	3.31	3.90	3.81	3.29	8.71	10.03	4.01
<sup>95</sup> Mo	3.34	3.98	2.99	5.84	3.22	3.31	4.71	4.65
<sup>120</sup> Sn	1.50	0.97	0.83	1.09	0.83	0.60	2.38	1.22
<sup>121</sup> Sb	0.27	0.10	0.22	0.15	0.09	0.16	0.32	0.18
<sup>133</sup> Cs	1.77	0.93	0.78	0.41	1.10	1.36	2.26	1.07
<sup>135</sup> Ba	108.74	148.49	91.83	88.62	130.33	163.34	274.06	117.35
<sup>138</sup> Ba	114.68	153.22	93.66	85.86	129.03	157.47	261.58	119.52
<sup>139</sup> La	8.42	5.84	6.65	5.90	5.52	25.87	15.34	7.62
<sup>140</sup> Ce	19.39	13.07	14.79	13.44	12.03	51.59	35.49	16.98
<sup>141</sup> Pr	2.77	1.84	2.08	1.92	1.73	5.64	4.91	2.42
<sup>143</sup> Nd	11.93	8.13	8.78	8.39	7.51	19.99	20.98	10.95
<sup>149</sup> Sm	3.39	2.49	2.53	2.47	2.27	4.17	6.06	3.25
<sup>151</sup> Eu	1.28	1.09	0.89	1.00	1.01	0.97	2.02	1.24
<sup>157</sup> Gd	4.15	2.94	2.94	3.12	2.73	4.01	6.82	3.91
<sup>160</sup> Gd	4.63	3.32	3.21	3.27	3.08	4.45	7.54	4.30
<sup>159</sup> Tb	0.84	0.55	0.56	0.58	0.53	0.74	1.30	0.75
<sup>163</sup> Dy	4.65	3.37	3.49	3.48	3.24	4.01	7.81	4.57
<sup>165</sup> Ho	0.98	0.72	0.75	0.75	0.68	0.80	1.73	0.97
<sup>167</sup> Er	2.91	2.07	2.20	2.17	1.99	2.30	5.00	2.79
<sup>169</sup> Tm	0.42	0.30	0.32	0.33	0.28	0.34	0.75	0.40
<sup>172</sup> Yb	2.76	1.96	2.09	2.10	1.80	2.23	4.52	2.65
<sup>174</sup> Yb	2.65	2.02	2.07	2.06	1.83	2.31	4.42	2.69
<sup>175</sup> Lu	0.38	0.29	0.30	0.30	0.26	0.32	0.66	0.39
<sup>178</sup> Hf	2.65	2.31	2.49	2.39	2.17	3.39	5.89	2.61
<sup>181</sup> Ta	0.27	0.18	0.20	0.21	0.19	0.40	0.48	0.21
<sup>184</sup> W	1.42	1.63	53.00	85.39	5.06	46.00	4.27	63.78
<sup>205</sup> Tl	0.11	0.07	0.07	0.03	0.06	0.10	0.26	0.05
<sup>208</sup> Pb	3.13	2.47	1.66	1.53	1.76	2.44	11.92	2.91
<sup>232</sup> Th	1.33	0.64	1.05	0.87	0.64	3.63	2.61	1.05
<sup>238</sup> U	0.38	0.16	0.44	0.31	0.15	0.75	0.87	0.36

Таблица 3. Отношения РЗЭ в породах Онецкого интрузива и интрузива Ногинской площади (скв. Нг-9)

Отношение	Кт-1/283	Кт-1/835	Кт-1/1164	Кт-1/1503	Гф-4/836	Нг-9/291	Нг-9/366.5	Нг-9/516
La/Nd	0.71	0.71	0.70	0.74	0.76	1.36	0.25	0.70
La/Nb	1.73	1.76	1.55	1.68	1.71	2.97	1.53	1.90
<sup>90</sup> Zr/Nb	14.59	20.54	17.48	19.82	18.99	12.55	18.43	20.42
<sup>90</sup> Zr/Nd	5.95	8.36	7.94	8.68	8.43	5.47	8.81	7.48
La/Sm	2.48	2.35	2.63	2.39	2.43	6.20	2.53	2.34
Ce/Pb	3.03	4.84	8.78	6.83	8.91	21.14	2.98	5.84
Nb/La	0.58	0.57	0.59	0.65	0.60	0.34	0.65	0.53
Nb/Ta	18.04	18.39	19.50	18.14	17.32	21.78	20.90	19.10
U/Th	0.23	0.25	0.36	0.23	0.42	0.21	0.33	0.34
Zr/Pb	22.69	27.53	44.61	43.54	37.06	44.78	15.51	28.14

Таблица 4. Первичные изотопные отношения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в породах Онецкого интрузива и интрузива Ногинской площади (скв. Нг-9) (рассчитанные на 250 млн лет)

Образец	Возраст, млн лет	Содержание Rb, г/г	Содержание Sr, г/г	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	Измеренное отношение <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	Расчетное первичное отношение <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr
Гф-4/76	250	18.3	209.8	0.25198	0.70859	0.70769
Гф-4/496	250	3.95	197.9	0.05768	0.70580	0.70559
Гф-4/1154.2	250	7.97	180.4	0.12791	0.70579	0.70534
Кт-1/835.4	250	4.98	243.97	0.05908	0.70558	0.70537
Кт-1/1503	250	3.92	218.1	0.05199	0.70563	0.70545
Нг-9/366.5	250	8.05	205.6	0.11327	0.70680	0.70640
Нг-9/516	250	14.8	227.8	0.18820	0.70599	0.70532
Он-1/2193	250	2.68	180.2	0.04296	0.70508	0.70493

Такой характер распределения РЗЭ в породах Онецкого интрузива, а также величины их отношений (La/Nb, La/Sm и др., табл. 3), явно свидетельствуют о мантийном происхождении родоначальной магмы.

Из различных горизонтов Онецкого интрузива (скв. Гф-4, Кт-1, Он-1) были определены отношения изотопов <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr, позволяющие судить о степени влияния ассимиляционных процессов на состав внедряющегося исходного расплава. Полученные результаты приведены в табл. 4. Из этих данных можно видеть, что изотопные отношения стронция, полученные по разрезу интрузива, свидетельствуют о незначительной роли ассимиляции в период внедрения расплава и формирования интрузивного тела. Повышенные значения отношения изотопов Sr отмечены только в приконтактной зоне интрузива, где ассимиляционные процессы более проявлены.

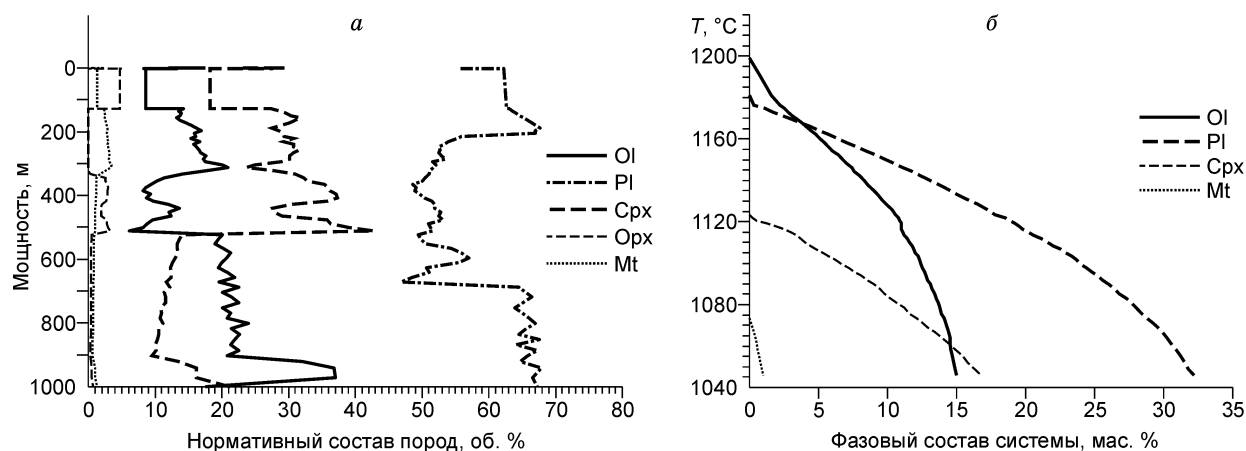
Исходя из полученных результатов, с большой долей вероятности можно заключить о мантийном (литосферном) источнике родоначального расплава. Также невысокие отношения изотопов Sr были получены для пород интрузива Ногинской площади (см. табл. 4).

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Онецкий интрузивный комплекс благодаря всесторонней изученности рассматривается нами как эталон крупнообъемных проявлений интрузивного траппового магматизма на СП. Другие крупные интрузивные тела, частично вскрытые на поверхности или буровыми скважинами, вполне вероятно, являются частью подобных образований. Принадлежность таких тел к крупнообъемным магматическим комплексам может быть подтверждена только при изучении распределения интрузивных тел траппов в разрезах осадочного чехла и общих идей развития динамики траппового магматизма СП.

Исходя из общих геодинамических представлений и численного моделирования [Шарапов, Перепечко, 2006] и имеющихся в нашем распоряжении фактов, процесс формирования онецкого интрузивного комплекса представляется следующим образом.

Проведенное численное моделирование [Перепечко и др., 2005; Симонов и др., 2005; Шарапов и др., 2005] с учетом строения, параметров физического состояния литосферы и фактора времени выявило, что зоны плавления под Сибирским кратоном могли находиться на глубинах порядка 170 км от поверхности Земли. При этом составы исходных выплавов для случая развития нижнемантийных термохимических суперплюмов должны быть, вероятнее всего, пикритоидными. Из этого следует, что формирование таких тектономагматических структур, как онецкая, по-видимому, связано с глубинными (мантийными)



**Рис. 9. Моделирование образования Онекского расслоенного интрузива по ПК „КОМАГМАТ“:**

$P_{\text{общ}} = 1$  кбар,  $H_2O = 1$  мас.%, буфер QFM, мощность равна 1000 м.

*a* — содержание оксидов, об.%; *б* — равновесная кристаллизация фаз.

процессами — с развитием мантийного магматического очага, с деформацией над ним пород литосферы и осадочного чехла. Эти процессы приводили к возникновению каналов, по которым происходило внедрение пикритоидных расплавов, к формированию промежуточных очагов в земной коре (и, возможно, в мантии), где происходила частичная дифференциация родоначального расплава. Дальнейшее формирование камер в верхних горизонтах земной коры и в осадочном чехле СП и их заполнение связано с динамикой гидростатических усилий магнезиального базитового расплава, и с процессами взаимодействия передового фронта горячих флюидов, идущих впереди магматической колонны, с карбонатно-солевыми отложениями платформенного чехла. Все это позволяет рассматривать онекский интрузивный комплекс как проекцию „горячей точки“, фиксирующую динамику развития глубинного магматического процесса. Оценка процессов внутрикамерной дифференциации и фазовых равновесий была проведена с использованием программы „КОМАГМАТ“ [Арискин, Бармина, 2000]. Результаты представлены на рис. 9. При этом за исходный расплав был взят средний состав центрального интрузивного тела, отвечающий магнезиальному базальту. Средняя мощность интрузива равна 1 км. Кристаллизация исходного расплава происходила при давлении в 1 кбар и содержании  $H_2O = 1$  мас.%.

Пикритоидный состав родоначального мантийного расплава подтверждается не только расчетными данными и петрохимией, но и результатами геохимических исследований. Так, содержание элементов-примесей и РЗЭ (см. табл. 1, 2) в породах интрузива близко к таковому для нерудоносных дифференцированных трапповых интрузий, пикритобазальтов северо-запада СП и базальтов покровного (завершающего) этапа магматизма Сибирской платформы, но отличаются от рифтогенных базальтов СП и других трапповых провинций [Альмухамедов и др., 2004; Цзян Чанъи и др., 2006]. В первую очередь это относится к содержанию таких элементов, как Ni, Co, Cr, повышенные количества которых особенно характерны для рудоносных интрузивных тел [Олейников, 1979]. Sr, Ba и другие литофильные элементы в породах Онекского интрузива присутствуют в количествах, сопоставимых с их содержанием в базальтах покровного (завершающего) этапа.

Мантийный характер магматического источника подтверждается также геохимическими „метками“ (низкими отношениями La/Nb, U/Th, La/Sm и др.; см. табл. 3). В свою очередь, отношения изотопов  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , полученные по разрезу Онекского интрузива (см. табл. 4), свидетельствуют о незначительной роли ассимиляционных процессов в период внедрения исходного расплава и формирования интрузивного тела. Повышенные отношения изотопов Sr, равные 0.70859, отмечены только в эндоконтактной зоне массива, в то время как в основной части массива эти величины колеблются в интервале 0.70558—0.70580, что сопоставимо с результатами, полученными из образцов Ногинского участка (скв. Нг-9).

## ВЫВОДЫ

Суммируя полученные результаты, мы приходим к выводу, что в западном секторе Сибирской платформы, в ее осадочном чехле, располагаются сложно построенные крупнообъемные интрузивные трапповые комплексы, приуроченные к зонам поднятия чехла и фундамента, фиксируя, таким образом, „горячие точки“ эволюционного развития Сибирского суперплюма.

Всестороннее изучение позволило выделить онекский интрузивный комплекс в самостоятельный структурный тип крупнообъемных проявлений интрузивных траппов и показать, что для таких тектономагматических суперструктур характерны определенные признаки:

1) эти структуры занимают огромные площади (до 40 тыс. км<sup>2</sup>, образуя ячейки размером до 200 × 200 км);

2) формируют в осадочном чехле платформы сложно построенные интрузивы, состоящие из тел различной морфологии и размерности, которые образуют „каркасную“ структуру с этажным расположением магматических камер;

3) объем магматического материала, формирующего такие интрузивные комплексы, только в осадочном чехле может достигать 50 тыс. км<sup>3</sup>;

4) единство исходного расплава, формирующего онекский интрузивный комплекс, подтверждается петрохимическими, геохимическими и изотопными исследованиями, результаты которых позволяют выделить самостоятельный онекский петрохимический тип пород, образующий локальный ореол в общей петрохимической зональности распределения траппов на СП [Шарапов и др., 2003].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 04-05-64322, 05-05-64262) и Министерства образования и науки РФ (грант РНП. 2.1.1.702).

#### ЛИТЕРАТУРА

**Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Золотухин В.В.** Вещественная эволюция пермотриасовых базальтов Сибирской платформы во времени и пространстве // *Петрология*, 2004, т. 12, № 4, с. 339—353.

**Арискин А.А., Бармина Г.С.** Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М., МАИК „Наука/Интерпериодика“, 2000, 363 с.

**Васильев Ю.Р., Прусская С.Н.** Новые данные о крупнообъемных проявлениях пермотриасовых интрузивных траппов в чехле Сибирской платформы // *Докл. РАН*, 1997, т. 354, № 2, с. 216—219.

**Васильев Ю.Р., Золотухин В.В., Феоктистов Г.Д., Прусская С.Н.** Оценка объемов и проблема генезиса пермотриасового траппового магматизма Сибирской платформы // *Геология и геофизика*, 2000, т. 41 (12), с. 1696—1705.

**Васильев Ю.Р., Прусская С.Н., Мазуров М.П., Гора М.П.** Особенности петрологии Онекского крупнообъемного расслоенного траппового интрузива (западный сектор Сибирской платформы) // *Петрология магматических и метаморфических комплексов*. Вып. 4. Томск, ЦНТИ, 2004, с. 6—11.

**Васильев Ю.Р., Прусская С.Н., Мазуров М.П.** Новый тип крупнообъемных проявлений внутриплитного интрузивного траппового магматизма (запад Сибирской платформы) // *Докл. РАН*, 2007, т. 413, № 2, с. 213—217.

**Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых**. Т. 4. Сибирская платформа. Л., Недра, 1987, 448 с.

**Добрецов Н.Л.** Пермско-триасовый магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение мантйного суперплюма // *Докл. РАН*, 1997, т. 354, № 4, с. 497—500.

**Добрецов Н.Л.** Крупнейшие магматические провинции Азии (250 млн лет): сибирские и эмейшаньские траппы (платобазальты) и ассоциирующие гранитоиды // *Геология и геофизика*, 2005, т. 46 (9), с. 870—890.

**Заварицкий А.Н.** Пересчет химических анализов изверженных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1960, 156 с.

**Золотухин В.В., Симонов В.А., Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Васильев Ю.Р.** Сравнительный анализ составов континентальных и океанических платобазальтов (данные по Сибирской платформе и плато Онтонг Джава) // *Геология и геофизика*, 2003, т. 44 (12), с. 1339—1348.

**Каминский А.Д.** Геология и петрология интрузивных траппов западной части Сибирской платформы: Автореф. дис. ... к. г.-м. н. М., 1991, 24 с.

**Магнезиальные базиты** запада Сибирской платформы и вопросы никеленосности / В.В. Золотухин, А.М. Виленский, Ю.Р. Васильев, А.А. Межвилк, В.В. Рябов, З.В. Щербакова. Новосибирск, Наука, 1984, 224 с.

**Мазуров М.П., Васильев Ю.Р., Гора М.П., Титов А.Т.** Петрологическая интерпретация состава и микроструктуры оксидов железа и титана в интрузивных траппах // *Петрология магматических и метаморфических комплексов*. Вып. 4. Томск, ЦНТИ, 2004, с. 152—156.

**Мазуров М.П., Васильев Ю.Р., Гора М.П., Титов А.Т.** Генетические особенности сульфидных и оксидных руд, сопряженных с интрузивными траппами юго-запада Сибирской платформы // *Эволюция петрогенеза и дифференциация вещества Земли*. Материалы международного (X всероссийского) петро-

графического совещания „Петрография XXI века“. Т. 3. Апатиты, Изд-во Кольского научного центра РАН, 2005, с. 178—180.

**Масайтис В.Л.** Петрология Аламджахской трапповой интрузии (бассейн р. Вилюй) // Труды ВСЕГЕИ, Нов. сер., 1958, т. 22, 147 с.

**Масайтис В.Л.** Базитовые магматические формации Сибирской платформы // Проблемы магматической геологии. Новосибирск, Наука, 1973, с. 159—171.

**Медведев А.Я., Альмухамедов А.И., Рейчов М.К., Сандерс А.Д., Вайт Р.В., Кирда Н.П.** Абсолютный возраст базальтов доюрского основания Западно-Сибирской плиты (по  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  данным) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (6), с. 617—620.

**Олейников Б.В.** Геохимия и рудогенез платформенных базитов. Новосибирск, Наука, 1979, 264 с.

**Переpečко Ю.В., Шарапов В.Н., Жмодик А.С.** Динамика декомпрессионного плавления мантии над горячими точками под плитами с литосферой переменной толщины // Эволюция петрогенеза и дифференциация вещества Земли: Материалы международного (X всероссийского) петрографического совещания „Петрография XXI века“. Т. 1. Апатиты, Изд-во Кольского научного центра РАН, 2005, с. 157—158.

**Прусская С.Н.** Интрузивный трапповый магматизм западной части Сибирской платформы: Автореф. дис. ... к. г.-м. н. Новосибирск, 1992, 22 с.

**Прусская С.Н., Васильев Ю.Р.** Геолого-тектонические условия проявления базитового магматизма на западе Сибирской платформы // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 4. Томск, ЦНТИ, 2004, с. 182—186.

**Сапронов Н.Л.** Древние вулканические структуры на юге Тунгусской синеклизы (Сибирская платформа). Новосибирск, Наука, 1986, 135 с.

**Симонов В.А., Ковязин С.В., Васильев Ю.Р., Махони Дж.** Физико-химические параметры континентальных и океанических платобазальтовых магматических систем (данные по расплавленным включениям) // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (9), с. 908—923.

**Соболев В.С.** Петрология траппов Сибирской платформы // Труды Всесоюз. Арктич. ин-та. Т. 43. Л., Главсевморпуть, 1936, 222 с.

**Шарапов В.Н., Переpečко Ю.В.** О связях циклических эффузивных трапповых комплексов Сибирской платформы с многоуровневыми зонами плавления над горячей точкой // Вулканизм и геодинамика: Материалы III всерос. симпози. по вулканологии и палеовулканологии. Улан-Удэ, 2006, т. 2, с. 399—402.

**Шарапов В.Н., Васильев Ю.Р., Прусская С.Н.** Петрохимические характеристики интрузивных траппов западной части Сибирской платформы и региональная зональность их состава // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (9), с. 1299—1313.

**Шарапов В.Н., Васильев Ю.Р., Альмухамедов А.И., Медведев А.Я.** О локальной и региональной изменчивости в составе пермтриасовых интрузивных траппов Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (8), с. 741—752.

**Шарапов В.Н., Жмодик А.С., Васильев Ю.Р.** О соотношениях петрохимических и структурных характеристик внутриплитных вулканических провинций // Эволюция петрогенеза и дифференциация вещества Земли: Материалы международного (X всероссийского) петрографического совещания „Петрография XXI века“. Т. 1. Апатиты, Изд-во Кольского научного центра РАН, 2005, с. 271—273.

**Цзян Чаньи, Ючжу Ли, Пэнбо Чжан, Шуфен Е.** Петрогенез пермских базальтов западной окраины Таримской впадины (Китай) // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (2), с. 232—241.

**Neal C.R., Mahoney J.J., Kroenke L.W.** The Ontong Java Plateau // Large Igneous Provinces: continental, oceanic and planetary flood volcanism. Geophysical Monograph // Amer. Geophys. Union., 1997, p. 183—216.

**Reichow M.K., Saunders A.D., White R.V., Pringle M.S., Al'mukhamedov A.I., Medvedev A.Ya., Kirda N.P.**  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dates from the West Siberian Basin: Siberian flood basalt province doubled // Science, 2002, v. 29, p. 1846—1849.

**Sun S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // Geol. Soc. London Spec. Publ., 1989, v. 42, p. 313—346.

*Рекомендована к печати 2 октября 2007 г.  
Г.В. Поляковым*

*Поступила в редакцию 18 апреля 2007 г.,  
после доработки — 25 сентября 2007 г.*