

УДК 552.11; 552.323.6

ПЕТРОЛОГИЯ РОДОНАЧАЛЬНЫХ РАСПЛАВОВ И МАНТИЙНЫХ ИСТОЧНИКОВ МАГМ СИБИРСКОЙ ТРАППОВОЙ ПРОВИНЦИИ

© 2009 г. А. В. Соболев***, Н. А. Криволицкая*, Д. В. Кузьмин***

*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН
ул. Косыгина, 19, Москва, 119991, Россия; e-mail: sobolev@geokhi.ru

**Max-Planck Institute for Chemistry, PO Box 3060, 55020 Mainz, Germany

***Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН
просп. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090, Россия

Поступила в редакцию 2.12.2008 г.

На основе изучения вкрапленников оливина и содержащихся в них включений расплава и шпинели из пикритов гудчихинской свиты, а также вкрапленников оливина и геохимии пород туклонской и надеждинской свит Норильского района определены состав, условия образования и эволюции родоначальных расплавов и мантийных источников магм Сибирской трапповой провинции. Вкрапленники оливина изученных образцов характеризуются избыточными содержаниями Ni и недостаточными Mn по сравнению с концентрациями этих элементов в оливинах, равновесных с продуктами плавления перидотита, что свидетельствует о существенной роли неперидотитового компонента (безоливинового пироксенита) в их мантийном источнике. Начало магматизма провинции (гудчихинская свита) было связано с плавлением пироксенита, образованного в результате взаимодействия древней рециклированной океанической коры с мантийным перидотитом. В ходе дальнейшей эволюции магматической системы (формирование туклонской и надеждинской свит) происходило быстрое снижение доли пироксенитового компонента в источнике (соответственно до 40 и 60%) за счет вовлечения в плавление перидотитового вещества. В формировании магм существенную роль играла их контаминация материалом континентальной коры.

Кристаллизация примитивных магм пород гудчихинской свиты происходила в приповерхностных условиях при температурах 1250–1170°C, летучести кислорода на 2.5–3 порядка ниже буфера Ni-NiO и сопровождалась их контаминацией кислыми континентальными породами и эвапоритами. Родоначальные расплавы гудчихинских пород отвечали толеитовым пикритам с концентрациями MgO = 11–14 мас. %, были резко недосыщены серой, содержали менее 0.25 мас. % воды и углекислоты и по составу были близки к гавайским толеитам. Они явились результатом плавления пироксенитового источника на глубине 130–180 км в мантийной струе с потенциальной температурой 1500–1580°C.

Пироксенитовый компонент в источнике магм сибирских траппов вследствие своей легкоплавкости обусловил образование больших объемов расплава под мощной континентальной литосферой, которые могли вызвать процесс ее катастрофического обрушения. Доля расплава пироксенита в магмах Сибирской трапповой провинции составила не менее 40–50%. Этот компонент, не содержащий сульфидов и оливина в рестите, сыграл решающую роль в происхождении высоких концентраций Ni, Cu, элементов платиновой группы и низких содержаний серы в родоначальных трапповых магмах, а также исключил возможность раннего рассеяния этих элементов посредством фракционирования сульфидного расплава.

Высокие содержания Cl в магмах приводили к значительным выбросам HCl в атмосферу и могли быть причиной массового вымирания жизни на границе палеозойской и мезозойской эр.

Большие магматические провинции (БМП, в международной терминологии Large Igneous Provinces, LIP) представляют собой кратковременные (как правило, не более первых миллионов лет) одновременные проявления магматической активности на огромных территориях континентов или океанического ложа (Campbell, Griffiths, 1992). К типичным БМП относятся континентальные трапповые провинции (например, Сибирская и Деканская трапповые провинции) и

океанические плато (например, плато Онтонг-Ява).

Для объяснения образования БМП, связанных с мантийным магматизмом, привлекается ряд часто взаимоисключающих гипотез. Наибольшей поддержкой научного сообщества пользуются две из них. Первая – модель термических мантийных струй, которые образуют БМП своими “головными частями” (plume head), путем достижения высоких степеней декомпрессионного плав-

ления мантийного перидотита за счет высоких потенциальных температур (White, McKenzie, 1988; Campbell, Griffiths, 1992; Dobretsov et al., 2008). Вторая гипотеза, претендующая на объяснение образования континентальных БМП без существенной температурной аномалии конвектирующей мантии, предполагает отслоение (delamination) и погружение литосферы с дальнейшим заполнением образованного пространства горячей конвектирующей мантией, претерпевающей высокие степени декомпрессионного плавления (см., например, Elkins-Tanton, 2005). Главным недостатком перечисленных концепций является отсутствие строгих оценок условий образования родоначальных магм и составов их мантийных источников. Проблема особенно трудно разрешима для континентальных базальтовых провинций, и в частности, для сибирских траппов. Это связано с тем, что доступные для изучения проявления траппового магматизма прошли процесс значительной коровой дифференциации и изменили свой исходный состав за счет фракционирования минералов и коровой контаминации (Соболев, 1936). Для реконструкции составов родоначальных магм в таких случаях необходим комплекс новых методов, основанных на детальном исследовании составов вкрапленников оливина (Sobolev et al., 2005, 2007, 2008) и включенных в них фрагментов магматической системы (Roedder, 1984; Соболев, 1996).

Сибирская трапповая провинция имеет особое значение среди БМП. Это обусловлено, во-первых, ее грандиозным размером, делающим ее крупнейшей континентальной базальтовой БМП фанерозойского возраста (Масайтис, 1983; Reichow et al., 2005). Во-вторых, образование провинции (в пределах точности многочисленных датировок) совпадает с одним из самых значительных в истории Земли массовых вымираний жизни 251 млн. лет назад на границе палеозойской и мезозойской эр и поэтому предполагается причиной этой катастрофы (Campbell et al., 1992; Kamo et al., 2003; White, Saunders, 2005). И, в-третьих, в пределах провинции локализованы крупнейшие в мире платиново-медно-никелевые сульфидные месторождения (Додин и др., 1971; Дюжиков и др., 1988; Naldrett et al., 1992). Эти уникальные особенности сибирских траппов пока не находят объяснения в пределах единой непротиворечивой модели их образования.

В настоящей работе предлагается модель, сочетающая плюмовую гипотезу с концепцией деламации континентальной литосферы, основанная на идее корового рециклинга, т.е. вторичного вовлечения в области плавления субдуцированной древней океанической коры (Hofmann, White, 1982). Эта модель объясняет значительные объемы магм, образованных на больших глубинах под континентальной литосферой, высокие концентрации никеля, меди и

элементов платиновой группы и низкие содержания серы в родоначальных расплавах, а также быстрое изменение состава мантийного источника в процессе эволюции траппового магматизма.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Краткие сведения о геологическом строении района

В составе Сибирской трапповой провинции выделено несколько зон, отличающихся строением и мощностью разрезов слагающих ее лав и туфов (Масайтис, 1983; Золотухин и др., 1986). Наибольший интерес представляет Норильский район (рис.1), характеризующийся большой мощностью вулканогенных образований (3.7 км), среди которых наряду с широкопространенными толейтовыми базальтами присутствуют субщелочные и пикритовые разновидности пород (Fedorenko et al., 1996). Его отличительная особенность – наличие уникальных Pt-Cu-Ni руд в ультрабазит-базитовых интрузивных комплексах (Додин и др., 1971; Дюжиков и др., 1988; Naldrett et al., 1992).

К главным пликративным структурам первого порядка в районе относятся (рис. 1) Хантайско-Рыбинский и Дудинский валы, сложенные терригенно-осадочными отложениями нижнего и среднего палеозоя, а также Тунгусская синеклиза и Норильско-Хараелахский прогиб, в которых на поверхность выходят угленосные породы тунгусской серии (C₂-P₁) и многочисленные потоки базальтов (P₂-T₁). В составе прогиба выделяется Норильская, Хараелахская и Иконская мульды (Дюжиков и др., 1988).

Вулканогенная толща по петрографическому, химическому составу вулканитов, а также по соотношению лав и туфов подразделена на 11 свит: ивакинскую, сыверминскую, гудчихинскую, хақанчанскую, туклонскую, надеждинскую, моронговскую, мокулаевскую, хараелахскую, кумгинскую и самоедскую, в которых выделяются отдельные подсвиты и пачки (Додин и др., 1971; Рябов и др., 2000). Нижние три свиты распространены только в пределах Норильского района, а верхние (начиная с моронговской) прослеживаются на восток по простиранию на сотни километров. Промежуточное положение занимают хақанчанская, туклонская и надеждинская свиты, развитые и за пределами Норильского района, но выклинивающиеся в направлении плато Путорана.

Местоположение исследованных образцов

Строение разреза туфо-лавовой толщи было изучено нами преимущественно в восточной части района, где установлено 9 из 11 свит (рис. 2). Главное внимание было уделено высокомагнезиальным эффузивным образованиям, которые локализованы в пределах трех свит: гудчихинской (Gd₂), туклонской (Tk) и надеждинской (Nd₁).

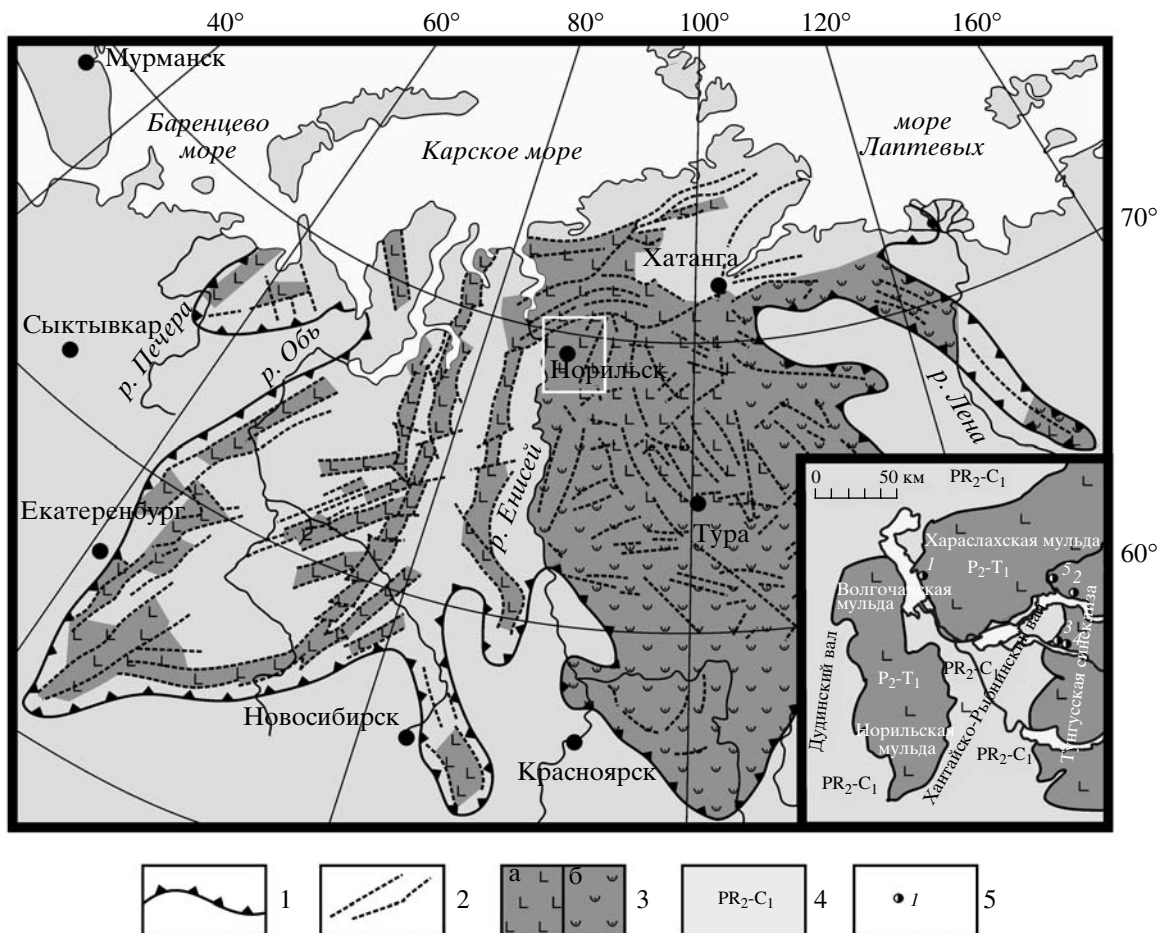


Рис. 1. Схематическая карта распространения туфо-лаваовых пород Сибирской трапповой провинции и положение в ее структуре Норильского района. Составлена по материалам (Масайтис, 1983; Геологическая..., 1991).

1 – граница Сибирской трапповой провинции; 2 – разрывные нарушения; 3 – породы трапповой формации: а – базальты, б – туфы; 4 – терригенно-осадочные породы палеопротерозойского–раннепермского времени; 5 – точки отбора образцов: 1 – ХС-51/130, 2 – 4270/13, 3 – СУ-50 (гудчихинская свита), 4 – СУ-33 (туклонская свита), 5 – 530/12 (надеждинская свита).

Пикритовые базальты гудчихинской свиты были исследованы в нескольких разрезах, расположенных в разных частях района. В качестве опорных выбраны три из них: в западной части Хараелахской мульды, в восточном борту Хантайско-Рыбнинского вала и в западном борту Тунгусской синеклизы. Это дает возможность проследить эволюцию строения и состава гудчихинских пикритов с запада на восток.

Наиболее мощный разрез пород гудчихинской свиты изучен по скважине ХС-51, пробуренной в западной части Хараелахской мульды. Неполная мощность свиты (ее верхняя часть эродирована) составляет 460 м. Нижняя часть разреза сложена порфиоровыми и афировыми базальтами со средним содержанием $MgO = 6$ мас. %, а верхняя (111 м) – 17 потоками пикритовых базальтов, в которых концентрация MgO достигает 24 мас. %. Потоки характеризуются небольшой мощностью

(в среднем 4–6 м), их верхняя часть (0.5–1.3 м) сложена миндалекаменными разновидностями, что позволяет уверенно различать потоки в разрезе. Породы сильно подвержены вторичным изменениям, в результате которых оливин почти полностью замещен серпентином или боулингом. Свежие образцы пикритовых базальтов были отобраны из центральной части наиболее мощного и, как следствие этого, наименее измененного потока, вскрытого скважиной на глубине 118–140 м. Детальные исследования выполнены для одного из образцов – ХС-51/130. К восточному борту мульды мощность пород гудчихинской свиты снижается до первых десятков метров.

Восточный борт Хантайско-Рыбнинского вала характеризуется резким изменением строения и состава пород свиты. Их мощность составляет всего 22 м, причем из разреза полностью выпадают породы нижней подсвиты – порфиоровые ба-

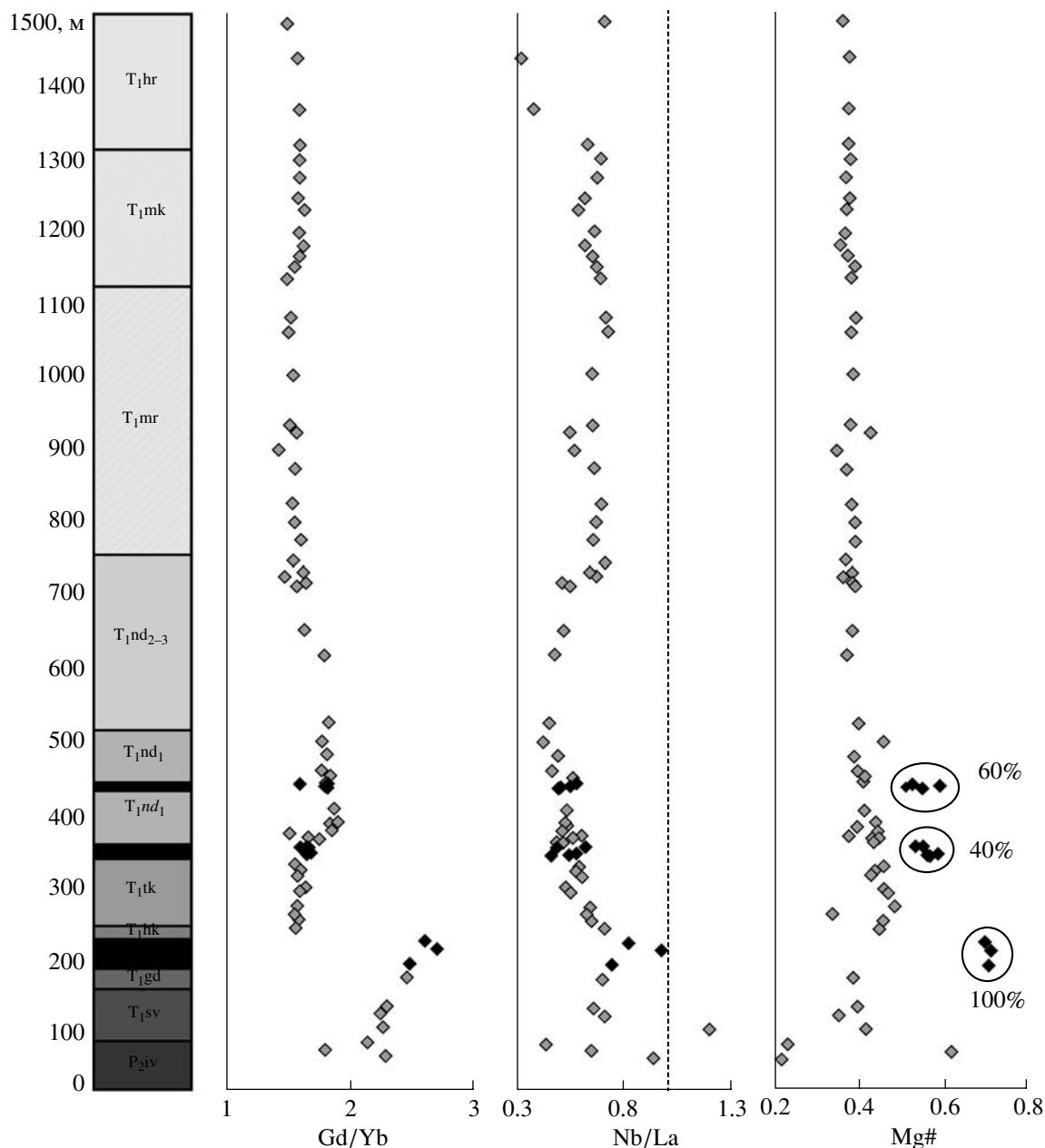


Рис. 2. Сводный разрез вулканогенных пород трапповой формации восточной части Норильского района (бассейн р. Микчангда).

Свиты: iv – ивакинская, sv – сыверминская, gd – гудчихинская, hk – хақанчанская, tk – туклонская, nd₁ – надеждинская (нижняя подсвита), nd₂₋₃ – надеждинская (средняя и верхняя подсвиты нерасчлененные), mr – моронговская, mk – мокулаевская, hr – хараелахская. Черным выделены горизонты высокомагнезиальных пород.

Обведены исследованные пикриты и пикрито-базальты гудчихинской (T_{1gd}), надеждинской (T_{1nd}) и туклонской (T_{1tk}) свит с указанием вклада пироксенитового компонента в расплаве (в %), рассчитанного по составу магнезиального оливина (Sobolev et al., 2007, 2008). На графиках показано изменение магнезиальности (Mg#) и характеристических соотношений примесных элементов в породах по разрезу (черные ромбы – пикритовые базальты, серые ромбы – толеитовые и субщелочные базальты). Пунктирной линией отмечено значение Nb/La = 1.

зальты нормальной магнезиальности, а в целом свита представлена двумя потоками пикритовых базальтов с содержанием MgO = 12–16 мас. %. Следует отметить, что в данном районе наблюдаются и изменения в характере магматизма: появ-

ляются многочисленные вулканы центрального типа высотой в первые десятки метров, сложенные тонкими (10–15 см) прослоями лавового и пеплового материала. Таким образом, в указанной жесткой антиклинальной структуре преобла-

дают вертикальные трещинные каналы, по которым происходило более быстрое извержение магм на поверхность, чем в соседней мульде (что, возможно, объясняет меньшую контаминацию расплавов коровым материалом – обр. 4270/13, см. ниже).

Третий из изученных разрезов гудчихинской свиты расположен в западной части Тунгусской синеклизы. Он представлен всего одним потоком пикритовых базальтов, мощность которых составляет 8 м (обр. СУ-50).

Породы повышенной магнезиальности в пределах туклонской и надеждинской свит распространены в районе крайне ограниченно. Они зафиксированы только в составе расслоенных покровов (рис. 1). Пикритовые базальты в составе туклонской свиты описаны на г. Сундук (южный борт оз. Глубокого; Lightfoot et al., 1993), а надеждинской – среди пород Микчангдинского покрова (Криволицкая и др., 2005), в восточном борту Хантайско-Рыбнинского вала. Соответственно нами отобраны образцы СУ-50 (Тк свита) и 530/12 (Nd₁ свита).

Петрография пород

Пикритовые базальты гудчихинской свиты макроскопически хорошо отличаются от других разновидностей лав, в том числе и от высокомагнезиальных образований туклонской и надеждинской свит. Они представляют собой средне-крупнокристаллические темно-серые, иногда с фиолетовым оттенком, массивные породы, состоящие из оливина (15–50 об. %), плагиоклаза (20–50%), пироксена (10–30%), хромшпинелида и вторичных минералов. Их текстурно-структурные и минеральные особенности незначительно варьируют.

Наиболее магнезиальные пикриты из западной части Хараелахского плато (обр. ХС-51/130) обладают слабо проявленной порфировой текстурой и гипидиоморфнозернистой структурой. В их составе доминирует оливин (до 50%), крупные идиоморфные призматические кристаллы которого (2–3 мм) имеют в плоскости сечения шлифа шестиугольную или прямоугольную форму. Мелкие (до 1 мм) овальные или округлые зерна этого минерала нередко располагаются внутри удлиненных (до 3 мм) таблитчатых зерен плагиоклаза (25%), формируя пойкилитовую структуру. Моноклинный пироксен (13%) также образует удлиненные (до 1 мм) зерна, в небольшом количестве встречается ромбический пироксен (до 3–4%). В породе также присутствуют хромистая шпинель, титаномагнетит, минералы группы серпентина. Пикритовые базальты из восточного борта Хантайско-Рыбнинского вала (обр. 4270/13) отличаются более мелкокристаллической гипидиоморфнозернистой структурой. Для оливина (около 20%) типичны мелкие идиоморфные зерна,

очень выдержанные по размеру (в среднем 0.5 мм), равномерно распределенные в породе и практически не затронутые вторичными изменениями. Плагиоклаз (около 50%) встречается в виде крупных лейст (5 × 2 мм), а пироксен (примерно 30%) – в виде более мелких зерен неправильной формы. Типичные пикритовые базальты западной части Тунгусской синеклизы (обр. СУ-50) очень близки по минеральному составу, структуре и текстуре к описанной выше разновидности пород, но в отличие от них являются более раскристаллизованными. Размер субидиоморфных, сильно измененных выделений оливина в среднем составляет 1–2 мм (до 15%), 60–70% зерен замещается боулингом или серпентином.

Пикритовые базальты туклонской и надеждинской свит наблюдаются в виде прослоев мощностью 5–80 см среди толеитовых базальтов повышенной магнезиальности (8–9 мас. % MgO) и близки между собой как по составу, так и по структурным особенностям. Так, они характеризуются слабо проявленной порфирированной текстурой и долеритовой структурой основной массы, в которой обнаруживаются радиально-лучистые агрегаты плагиоклаза и/или пироксена. Для образца пикритовых базальтов туклонской свиты (обр. СУ-33) типично наличие практически полностью измененных зерен оливина (15%), сноповидных сростков кристаллов плагиоклаза размером до 2 мм (30%) и ксеноморфных зерен клинопироксена (55%).

В аналогичных породах надеждинской свиты (обр. 530/12) мелкие (1–2 мм) оливинные порфирированные выделения составляют до 30% от объема породы. Они равномерно распределены среди основной массы с долеритовой или радиально-лучистой структурой, сложной мелкими (0.5 мм) лейстами плагиоклаза (40%) и изометричными зернами пироксена (30%) такого же размера.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Аналитические методы

Для изучения составов минералов и расплавов включений в работе использованы три метода локального микроанализа: рентгеновский микроанализ с электронным зондом, масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой с лазерным пробоотбором вещества (абляцией) и вторично-ионная масс-спектрометрия. Составы пород исследовали методами рентгенофлуоресцентного анализа и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой.

Концентрации главных порообразующих элементов в породах получены с помощью *рентгенофлуоресцентного анализа (XRF)* на спектрометре “AXIOS Advanced” фирмы PANalytical в ГЕОХИ РАН (аналитики И.А. Рощина, Т.В. Ромашова). Источник возбуждения характери-

ческого излучения атомов элементов – рентгеновская трубка с Rh-анодом мощностью до 4 кВт. Для диапазонов концентраций в исследованных пробах относительные погрешности (две стандартные ошибки), определенные по воспроизводимости стандартных образцов, составляют (в отн. %) для SiO_2 – 1.2; Al_2O_3 – 3.5; FeO – 6.2; Na_2O , MgO , P_2O_5 , K_2O , CaO и TiO_2 – 8.0; Cr_2O_3 – 14.0; MnO – 17.0.

Содержания редких элементов в породах определяли методом *масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS)* в ИМГРЭ (аналитик Д.З. Журавлев) на приборе Elan 6100 DRC (ELAN 6100 DRC, Software Kit, May 2000, PerkinElver SCIEX instrument) в стандартном режиме. Калибровку чувствительности прибора по всей шкале масс осуществляли с помощью стандартных растворов, включающих все анализируемые в пробах элементы. Для контроля качества измерений и учета дрейфа чувствительности прибора анализы проб чередовали с анализами монитора, в качестве которого использовался стандартный образец базальта BCR-2 (база данных GeoRem <http://georem.mpch-mainz.gwdg.de/>). Пределы обнаружения (ПО) элементов составляли от 1–5 ppb для тяжелых и средних по массе элементов (уран, торий, РЗЭ и др.) до 20–50 ppb для легких элементов (бериллий и др.). Точность анализа составляла 3–10 отн. % для концентраций элементов больше 20–50 ПО.

Рентгеновский микроанализ с электронным зондом (EPMA) использовали для определения главных и примесных элементов с содержанием выше 100 ppb в оливинах, шпинелях и стеклах расплавных включений. Все исследования проводили на электронном микроанализаторе Jeol JXA 8200 SuperProbe в Институте химии им. Макса Планка, Майнц, Германия. Главные элементы стекол и шпинелей анализировали при ускоряющем напряжении 15 и 20 кВ соответственно и токе зонда 20–30 нА с использованием природных эталонов: базальтового стекла USMN11240/52 (VG2) и хромистой шпинели USMN117075 (Jarosevich et al., 1980) с типичной погрешностью менее 1–2 отн. %. Состав оливина и ряд элементов во включениях анализировали по специальной методике, позволяющей достигать точности 20–30 ppb (две стандартные ошибки) для Ni, Ca, Mn, Al, Ti, Cr, Co и 0.02 мол. % для форстеритовой составляющей в оливине (Sobolev et al., 2007).

Метод *масс-спектрометрии с ионизацией в индуктивно связанной плазме с лазерным проботбором вещества (LA-ICP MS)* применяли для определения примесных элементов в стеклах расплавных включений и в оливине. Исследования проводили на масс-спектрометре ELEMENT-2, Thermo Scientific, Англия, с твердотельным лазером UP-213 New Wave Research, Англия, в Институте химии им. Макса Планка, Майнц, Германия. В качестве стандарта использовали базальтовое

стекло KL-2G и NIST 612 (Jochum et al., 2000 и база данных GeoRem (<http://georem.mpch-mainz.gwdg.de/>), а в качестве нормирующего элемента – Са. Типичный диаметр лазера составлял 60–80 мкм, а время абляции 60–80 с. Погрешность определения концентрации, оцененная по воспроизведению стандарта, не превышала 5 отн. % (две стандартные ошибки) для содержаний более 1 ppm и 10 отн. % для концентраций около 0.1 ppm.

Вторично-ионная масс-спектрометрия (SIMS) использовалась для определения концентраций H_2O , Li и В в стеклах расплавных включений. Исследования проводили на ионном микроанализаторе Ims3F, Cameca, Франция, в Институте химии им. Макса Планка, Майнц, Германия по методике, описанной в работе (Соболев, 1996). Типичные погрешности определений не превышали 10 отн. %. Предел обнаружения H_2O , оцененный по сигналу массы ^1H вмещающего оливина, составлял 0.02 мас. %.

Экспериментальные исследования

Изучение расплавных включений проводили на малоинерционной оптической нагревательной установке в среде очищенного He (Соболев, Слуцкий, 1984) по методике, описанной в работе (Sobolev, Danyushevsky, 1994). Температуру эксперимента измеряли Pt90Rh10 термопарой и контролировали в каждом эксперименте плавлением высокочистого золота. Во избежание потерь H_2O из включений общее время выдержки при температуре выше 1000°C не превышало 15 мин.

Кроме экспериментов с визуальным контролем были проведены также закалочные эксперименты в вертикальной печи с контролируемой газовой средой на кафедре петрологии и геохимии Университета им. Гёте, Франкфурт-на-Майне, Германия. Опыты проводили в газовой смеси H_2/CO_2 при температуре 1250°C и фугитивности кислорода, соответствующей буферу кварц-фаялит-магнетит (QFM). Отобранные кристаллы оливина укладывали в открытые платиновые капсулы и помещали в платиновом контейнере непосредственно в горячую зону печи. После 20-минутной выдержки включения закачивали путем автоматического сбрасывания платинового контейнера в холодную зону.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Состав пород

Большинство траппов Норильского района относится к низкомагнезиальным ($\text{MgO} < 7$ мас. %) толеитовым базальтам с редкими проявлениями оливиновых базальтов и пикритов. Щелочные и субщелочные разности редки и встречаются главным образом в нижних свитах – ивакинской и сыверминской. Лавы демонстрируют закономер-

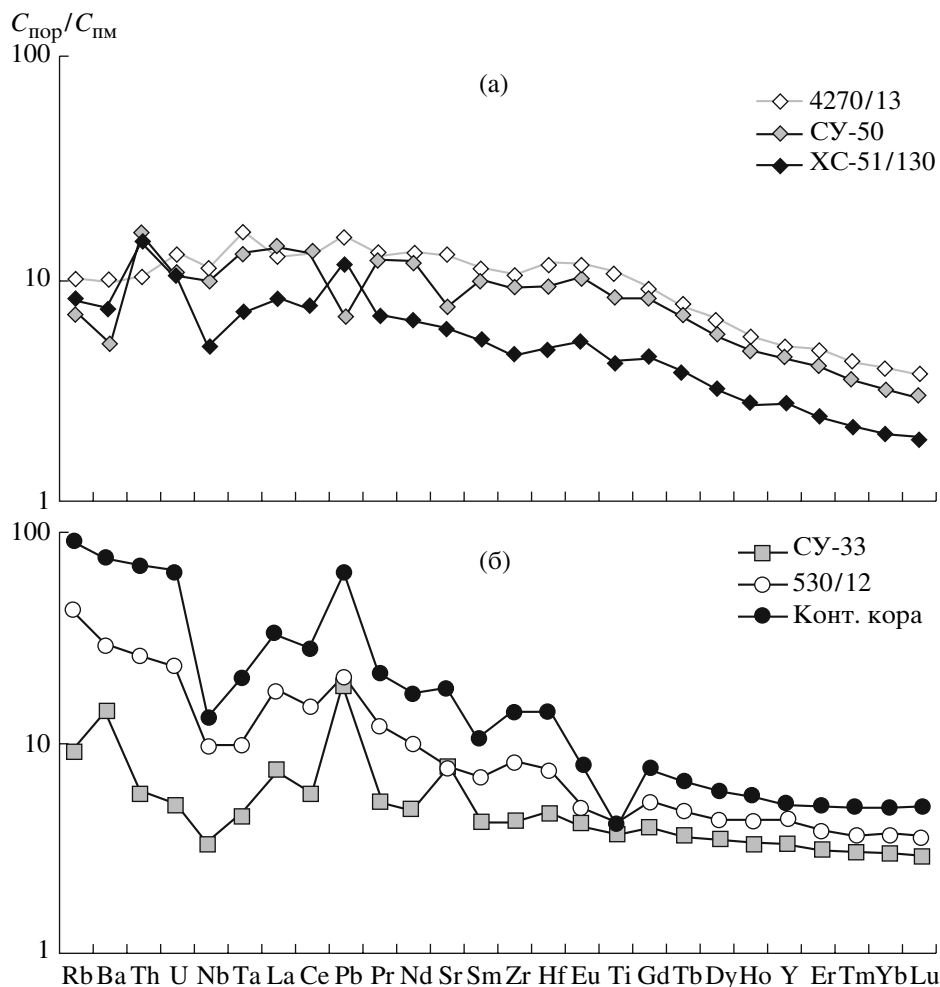


Рис. 3. Спектры распределения редких элементов в высокомагнезиальных вулканических породах (а) гудчихинской свиты и (б) – в породах туклонской (обр. СУ-33) и надеждынской свит (обр. 530/12).

Конт. кора – средний состав континентальной коры (Rudnick, 2002). $C_{\text{пор}}/C_{\text{пм}}$ – отношение содержания элемента в породе к его содержанию в примитивной мантии по (Hofmann, 1988).

ное изменение состава вверх по разрезу (рис. 2), сопоставимое с данными предыдущих исследований (Lightfoot et al., 1993; Wooden et al., 1993). Нижние свиты характеризуются значительным обеднением тяжелыми редкими землями и, следовательно, высоким отношением Gd/Yb, что указывает на присутствие граната в источнике (Lightfoot et al., 1993; Wooden et al., 1993; Sharma, 1997). Этот параметр резко снижается в породах, расположенных непосредственно выше гудчихинской свиты, и большинство лав толщи не имеют признаков граната в источнике. Существенные вариации по разрезу демонстрирует отношение Nb/La, отражающее, так же как и отношение Ta/La, степень контаминации магм континентальной корой (Lightfoot et al., 1993). Значение Nb/La < 1 для необедненных составов означает отрицательную ниобиевую (танталовую) аномалию – явный признак континентальной коры (Rudnick, 2002). Из рис. 2 следует, что большинство траппов Но-

рильского региона контаминированы континентальной корой. Минимальная степень контаминации характерна для пород гудчихинской свиты, максимальная – для базальтов надеждынской свиты (Wooden et al., 1993).

Магнезиальные породы в Норильском разрезе известны только в нижних свитах: гудчихинской, туклонской и надеждынской (рис. 2), составы которых представлены на рис. 3. Основное отличие гудчихинских пород от базальтов вышележащих туклонской и надеждынской свит заключается в обеднении тяжелыми РЗЭ и, следовательно, высоким Gd/Yb отношении (рис. 2). Составы двух образцов гудчихинской свиты (4270/13 и СУ-50) весьма близки по большинству элементов, но существенно отличаются от третьего – XC-51/130 (рис. 3а). Последний значительно сильнее обогащен оливином, и поэтому характеризующий его спектр распределения несовместимых элементов сдвинут в область низких концентраций. Он так-

же имеет явные признаки контаминации континентальным коровым материалом: обогащение Th, U, Pb и обеднение Nb, Ta и Ti. Эти особенности в еще большей степени характерны для магнезиальных пород туклонской (обр. СУ-33) и особенно надеждинской свиты (обр. 530/12) (рис. 3б). Спектры составов этих пород в деталях повторяют состав континентальной коры.

Изученные магнезиальные породы могут считаться наименее дифференцированными, примитивными членами главных геохимических типов сибирских траппов Норильского района (табл. 1). Гудчихинские пикриты являются примитивным членом базальтов умеренно-титанистого типа, представляющего около 8% лав разреза (Fedorenko et al., 1996). Туклонские пикриты по совокупности геохимических характеристик отвечают главному, низкотитанистому, типу магматизма (занимающему более 75% объема Норильского разреза) значительно отличаясь от остальных пород этой серии лишь низкими отношениями изотопов свинца $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Wooden et al., 1993; Fedorenko et al., 1996). Однако, поскольку главный вклад в содержания и, следовательно, в изотопный состав свинца туклонских пикритов вносит коровый контаминант (рис. 3б), это различие должно быть следствием разного состава контаминированного вещества, а не родоначальных магм. Надеждинские магнезиальные породы являются продуктом кристаллизации примитивного члена магм, образующих породы надеждинской свиты и максимально контаминированных континентальной корой (Криволицкая и др., 2005; Reichow et al., 2005).

Состав шпинелей

Включения шпинели во вкрапленниках оливина пород гудчихинской свиты (табл. 2) относятся к высокохромистой разновидности ($\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al}) = 0.70 \pm 0.03$) с повышенными содержаниями TiO_2 (1.6 ± 0.4 мас. %), V_2O_5 (0.5 ± 0.1 мас. %) и высоким отношением $\text{Fe}^{+2}/\text{Fe}^{+3}$ (5.0 ± 0.6). Состав шпинели не коррелирует с составом вмещающего оливина, который меняется в интервале $Fo_{84}-Fo_{79}$. Обращают на себя внимание признаки необычно низкой летучести кислорода среды кристаллизации, о чем свидетельствуют высокие отношения $\text{Fe}^{+2}/\text{Fe}^{+3}$ и значительные концентрации ванадия в шпинели (Canil, 2002).

Состав оливина

По составу отчетливо выделяются три группы вкрапленников оливина (табл. 3, рис. 4). К первой группе относятся высоконикелевые и низкомарганцевые оливины из пород гудчихинской свиты, которые практически не имеют аналогов среди оливинов мантийных магм. Содержание форстеритового минала в оливинах этой группы достигает 84%.

Таблица 1. Состав магнезиальных пород Норильского района Сибирской трапповой провинции

Компоненты	Gd 4270/13*	Gd СУ-50	Gd ХС-51/130	Tk СУ-33	Nd 530/12
SiO ₂	47.33	44.40	44.47	43.75	48.12
TiO ₂	2.13	1.58	0.88	0.70	0.65
Al ₂ O ₃	10.14	8.07	6.68	12.12	9.93
Fe ₂ O ₃	13.22	12.94	13.35	12.34	12.82
MnO	0.18	0.19	0.19	0.18	0.18
MgO	13.14	18.85	22.97	15.27	17.28
CaO	9.54	6.58	5.37	8.51	7.74
Na ₂ O	2.40	0.78	0.62	0.78	0.33
K ₂ O	0.26	0.10	0.07	0.23	0.65
P ₂ O ₅	0.20	0.17	0.10	0.06	0.08
Cr ₂ O ₃	0.10	0.15	0.18	0.09	0.18
П.п.п.	1.44	5.35	5.40	6.37	2.98
Сумма	100.07	99.15	100.28	100.40	100.93
Sc	18.9	17.5	15.9	16.9	29.2
V	260	202	148	179	194
Co	66	83	101	79	87
Ni	211	1057	1532	429	349
Cu	66	67	50	79	20
Zn	98	92	82	73	82
Rb	5.3	3.8	4.4	4.9	23.1
Sr	229	135	106	139	138
Y	20	20	12	12	16
Zr	99	88	44	40	77
Nb	6.8	6.0	3.1	2.0	5.9
Cs	2.28	1.59	0.39	4.16	3.33
Ba	59	32	44	85	174
La	7.7	8.3	5.0	4.5	10.8
Ce	21	21	12	9	23
Pr	3.09	2.94	1.65	1.23	2.79
Nd	15	14	8	6	12
Sm	4.2	3.8	2.0	1.6	2.6
Eu	1.63	1.45	0.75	0.58	0.70
Gd	4.54	4.12	2.25	1.93	2.60
Tb	0.69	0.62	0.35	0.33	0.43
Dy	4.00	3.49	2.00	2.13	2.61
Ho	0.76	0.66	0.38	0.44	0.58
Er	1.96	1.64	0.98	1.23	1.52
Tm	0.26	0.22	0.13	0.18	0.22
Yb	1.57	1.28	0.80	1.16	1.43
Lu	0.23	0.18	0.12	0.17	0.21
Hf	3.03	2.44	1.26	1.20	1.93
Ta	0.57	0.45	0.25	0.16	0.34
Pb	2.64	1.17	2.02	3.27	3.41
Th	0.82	1.28	1.19	0.47	2.09
U	0.27	0.21	0.21	0.10	0.47

Примечание. Здесь и в табл. 2–6 – оксиды и их сумма даны в мас. %, элементы – в ppm; П.п.п. – потери при прокаливании (мас. %). Свиты: Gd – гудчихинская, Tk – туклонская, Nd – надеждинская.

* Номер образца.

Меньше Ni и больше Mn содержат магнезиальные оливины из пород надеждинской свиты, и, наконец, минимальные концентрации Ni и максимальные Mn характерны для оливинов из пород туклонской свиты. В обеих группах максимальное содержание

Таблица 2. Представительные составы включений шпинели во вкрапленниках оливина из пикритов гудчихинской свиты

Компо- ненты	ol5-12-18*	ol5-12-20	ol5-12-23	ol5-13-1	ol5-13-11	ol5-13-13	ol5-13-21	ol5-15-1	ol5-15-11
SiO ₂	0.36	0.34	0.48	0.34	0.36	0.34	0.38	0.34	0.39
TiO ₂	1.70	1.54	1.20	1.36	1.52	1.52	0.93	1.44	2.87
Al ₂ O ₃	14.4	13.4	13.3	13.2	13.5	12.3	10.4	13.2	13.2
Cr ₂ O ₃	45.7	46.5	46.8	46.5	46.7	44.9	49.5	46.5	41.1
V ₂ O ₃	0.33	0.39	0.45	0.49	0.41	0.39	0.44	0.45	0.71
FeO _{общ}	27.4	28.5	27.7	29.0	27.4	32.8	28.6	29.3	31.3
MnO	0.26	0.25	0.26	0.30	0.22	0.27	0.30	0.27	0.32
MgO	8.41	7.43	7.08	6.60	8.09	5.98	6.63	6.86	6.98
NiO	0.19	0.16	0.14	0.14	0.17	0.14	0.14	0.16	0.23
ZnO	0.15	0.19	0.22	0.21	0.18	0.21	0.23	0.18	0.24
Сумма 1	99.0	98.7	97.7	98.2	98.5	98.9	97.7	98.8	97.5
FeO	22.6	23.7	23.7	24.6	22.7	25.9	23.6	24.5	25.11
Fe ₂ O ₃	5.3	5.3	4.4	4.9	5.2	7.7	5.6	5.4	6.9
Сумма 2	99.5	99.2	98.1	98.7	99.0	99.7	98.2	99.3	98.1
Fe ^{+2/+3} шп	4.8	5.0	6.1	5.6	4.9	3.7	4.7	5.1	4.0
Fe ^{+2/+3} р	21.9	23.1	29.7	26.9	22.5	15.9	21.2	23.7	17.5
Fo	82.1	82.6	81.0	83.4	79.1	82.8	81.4	81.4	81.6
Компо- ненты	ol5-15-18	ol5-15-19	ol5-16-7	6ol-2-4	6ol-2-6	6ol-2-7	6ol-3-2	6ol-3-7	6ol-3-10
SiO ₂	0.42	0.34	0.36	0.37	0.36	0.34	0.34	0.33	0.36
TiO ₂	1.51	1.33	2.80	1.56	1.84	1.52	1.59	1.44	1.34
Al ₂ O ₃	13.9	12.5	13.1	13.2	17.8	13.2	13.4	13.3	12.6
Cr ₂ O ₃	46.2	48.3	43.1	45.4	40.8	45.7	44.9	45.6	46.2
V ₂ O ₃	0.45	0.40	0.56	0.48	0.38	0.41	0.45	0.44	0.45
FeO _{общ}	28.5	27.9	30.2	30.5	28.9	29.6	30.6	28.9	30.5
MnO	0.25	0.24	0.29	0.27	0.25	0.27	0.26	0.27	0.28
MgO	7.18	7.18	6.43	6.23	8.21	6.86	6.47	7.03	6.41
NiO	0.14	0.13	0.18	0.16	0.21	0.13	0.16	0.15	0.14
ZnO	0.19	0.19	0.23	0.22	0.19	0.19	0.20	0.20	0.23
Сумма 1	98.9	98.6	97.5	98.5	98.9	98.3	98.4	97.7	98.6
FeO	24.3	23.8	25.9	25.5	23.5	24.4	25.2	23.9	25.0
Fe ₂ O ₃	4.6	4.6	4.9	5.6	5.9	5.7	6.0	5.5	6.2
Сумма 2	99.3	99.0	97.9	99.0	99.5	98.9	99.0	98.3	99.2
Fe ^{+2/+3} шп	5.9	5.8	5.9	5.1	4.4	4.8	4.7	4.8	4.5
Fe ^{+2/+3} р	28.4	27.9	28.9	23.6	19.8	21.7	21.0	22.0	20.1
Fo	82.5	82.7	81.6	82.3	80.3	79.5	81.3	80.1	82.2

Примечание. Расчет FeO, Fe₂O₃ осуществлялся по стехиометрии шпинели; FeO_{общ} – общее железо. Сумма 1 и Сумма 2 – суммы анализа до и после разделения железа соответственно; Fe^{+2/+3} шп – отношение форм железа в шпинеле, Fe^{+2/+3} р – отношение форм железа в расплаве, рассчитанное по модели (Maurel, Maurel, 1982); Fo – здесь и в табл. 3–6 – содержание форстеритового компонента в оливине-хозяине (мол.%).

* Номер образца.

форстерита не превышает 80%. Характерной особенностью состава оливина из пород надеждинской свиты является также крутой тренд понижения концентраций Ni с уменьшением магнезиальности, который совершенно не отражается на отношении Mn/Fe. Этот тип тренда хорошо объясняется про-

цессом удаления сульфидного расплава из исходной для надеждинских пород магмы, предложенным для объяснения обеднения надеждинских лав рудными элементами (Naldrett et al., 1992).

В работах (Sobolev et al., 2005, 2007) показано, что избыток Ni и недостаток Mn в составе оливина

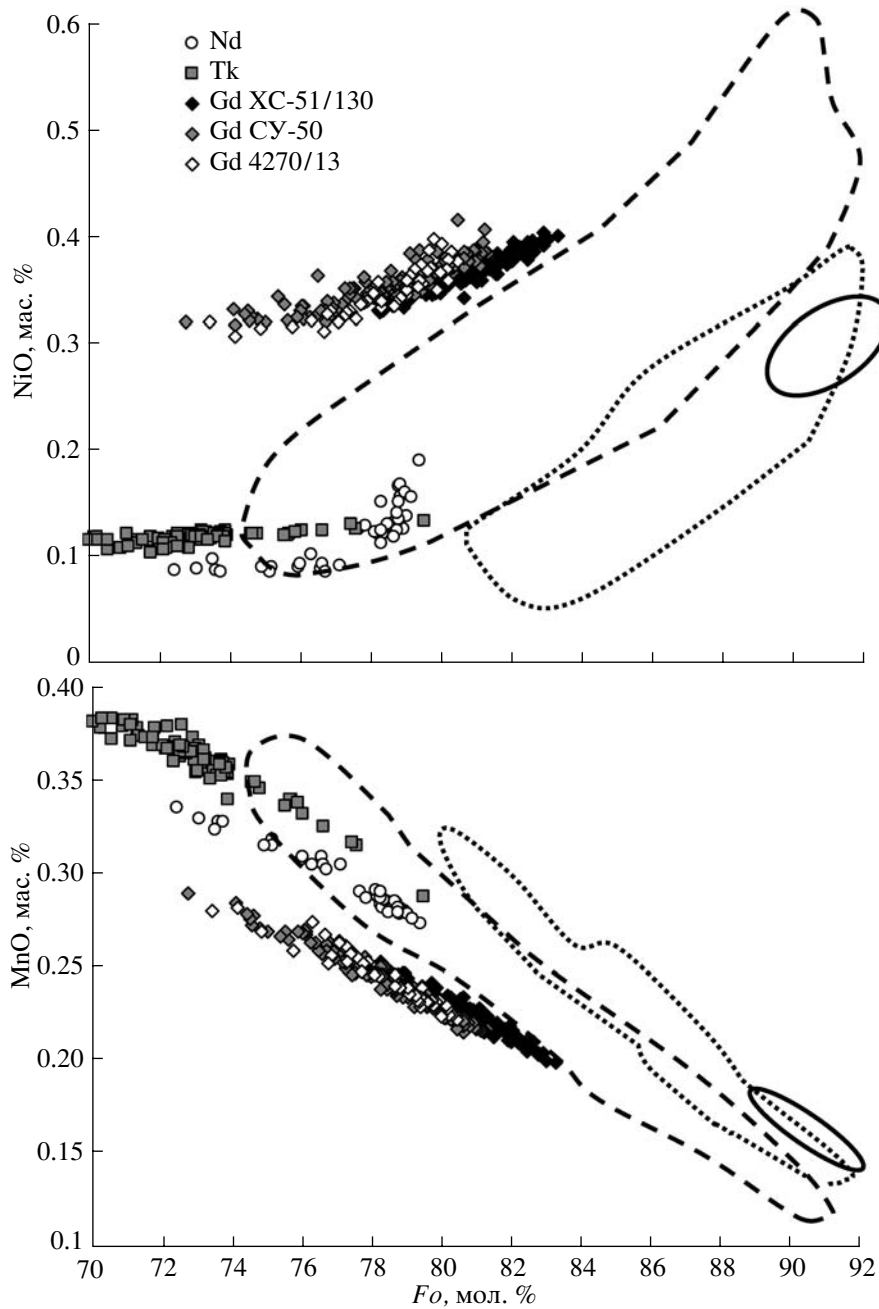


Рис. 4. Составы вкрапленников оливина магнезиальных сибирских траппов Норильского района.

Gd – гудчихинская свита, Nd – надеждинская свита, Tk – туклонская свита. Сплошной линией околнурено поле составов оливинов, равновесных с перидотитовым веществом. Точечной линией показано поле составов большинства вкрапленников оливина из базальтов срединно-океанических хребтов. Пунктирной линией отмечено поле вкрапленников оливина внутриплитных магм, образованных под мощной литосферой (более 70 км). Все поля составов показаны по данным (Sobolev et al., 2007).

по сравнению с уровнем равновесия с мантийными перидотитами свидетельствует о присутствии в системе продуктов плавления безоливинового пироксенита, образованного в результате реакции рециклированной коры и перидотита. Отношения Mn/Fe и Ni/(Mg/Fe) в оливине были параметризованы для определения доли расплава из пироксенитового источника в валовом составе расплава (Sobolev et al.,

2007, 2008). Эти оценки были рассчитаны независимо по Mn/Fe и Ni/(Mg/Fe) отношениям для вкрапленников оливина исследованных образцов и представлены на рис. 5. Специальными крупными символами показаны усредненные значения для наиболее магнезиальных оливинов. Очевидно, что вкрапленники оливина гудчихинской свиты свидетельствуют о практически чистом пироксенитовом

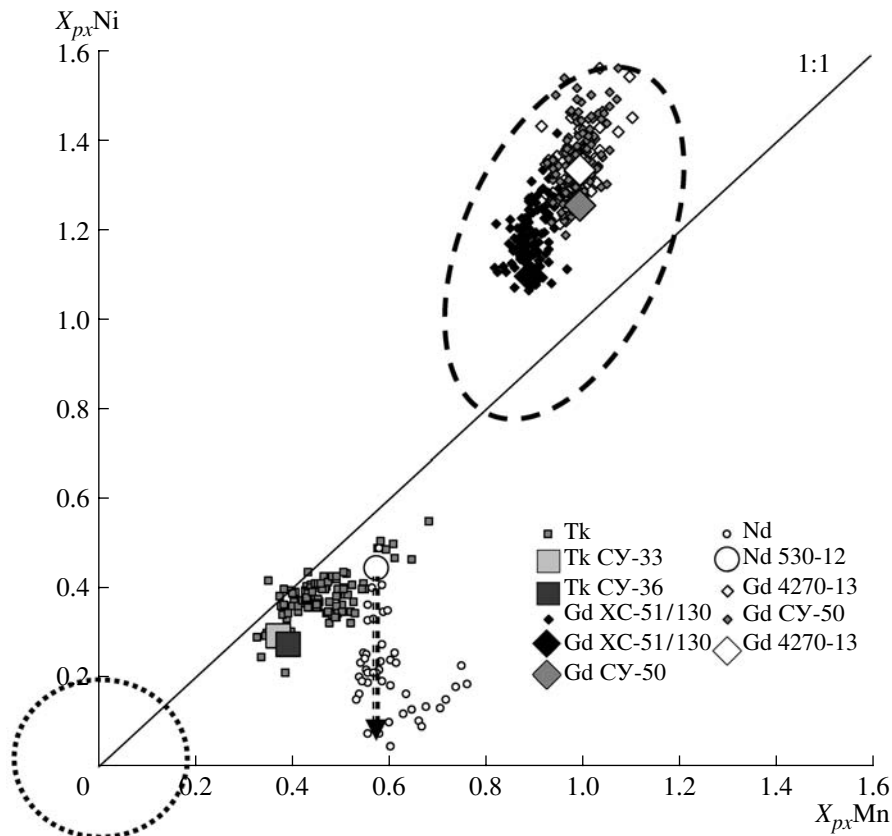


Рис. 5. Доли расплавов пироксенитового компонента (X_{px}) в источнике Сибирских траппов, рассчитанные по составу вкрапленников оливина.

$X_{px Mn}$ – линейная функция отношения Mn/Fe в оливине, а $X_{px Ni}$ – линейная функция отношения NiO/(MgO/FeO) в оливине (Sobolev et al., 2008). Крупными значками показаны средние составы наиболее магнезиальных оливинов (в пределах 1 мол. % от максимального значения магнезиальности) указанных образцов. Полями отмечены области составов оливина, равновесного при низких давлениях с продуктами плавления перидотита (точечный контур) и пироксенита (пунктирный контур) по (Sobolev et al., 2007). Стрелкой указан тренд фракционирования сульфидного расплава.

безоливиновом источнике этих магм, как уже отмечалось ранее (Sobolev et al., 2007). Магнезиальные оливины из пород надеждинской и туклонской свит содержат значительно меньше пироксенитового компонента. Фракционирование сульфидного расплава в магмах надеждинской свиты существенно занижает оценку пироксенитового компонента, рассчитанную по отношению Ni/(Mg/Fe) в оливине, но практически не влияет на подобную оценку, полученную по отношению Mn/Fe (рис. 5).

Включения в оливине

Магматические включения исследовались в оливинах из образцов XC-51/130, 4270/13 и CY-50 гудчихинской свиты. Они представлены раскристаллизованным расплавом, шпинелью и малоплотным флюидом, реже комбинацией этих фаз в разных соотношениях. Большинство включений не приурочено к плоскостям трещин, а расположено бессистемно в пределах объема вкрапленников. Такие включения интерпретировались как

первичные, т.е. захваченные в процессе роста вкрапленников (Roedder, 1984).

Форма большинства расплавных включений округлая или эллипсоидная. Типичный размер колеблется от 20 до 80 мкм по длинной оси. Включения состоят из кристаллов клинопироксена, интерстициального стекла, обособлений малоплотной флюидной фазы (усадочные полости), кристаллов шпинели и иногда очень мелких капель сульфидного расплава (рис. 6а, 6в). При нагревании включения начинают плавиться при температурах 1050–1100°C, последний дочерний кристалл пироксена исчезает в интервале температур 1150–1180°C. Гомогенизация включений (полное растворение флюидной фазы в расплаве) происходит практически одновременно во всех включениях серии (рис. 6г). Интервал температур гомогенизации по данным 15 экспериментов составляет 1180–1290°C. В ряде гомогенизированных включений после закалки остается хорошо образованный кристалл шпинели (рис. 6б), кото-

Таблица 3. Представительные составы вкрапленников оливина из пикритовых базальтов надеждинской и туклонской свит

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	CoO	Cr ₂ O ₃	Сумма	F _o
530-247	39.3		0.034	19.5	0.272	42.0	0.234	0.191	0.025	0.046	101.6	79.4
530-187	39.0	0.014	0.022	19.5	0.275	41.7	0.256	0.156	0.027	0.031	101.1	79.1
530-138	38.9	0.014	0.023	19.6	0.277	41.5	0.254	0.139	0.026	0.038	100.9	79.0
530-53	39.0	0.015	0.034	19.7	0.278	41.6	0.255	0.161	0.026	0.042	101.1	79.0
530-37	39.1	0.013	0.025	19.7	0.279	41.6	0.256	0.126	0.027	0.034	101.3	78.9
530-62	38.9	0.016	0.028	19.8	0.280	41.4	0.251	0.138	0.028	0.046	101.0	78.8
530-41	39.1	0.015	0.028	19.8	0.277	41.5	0.238	0.156	0.026	0.042	101.3	78.8
530-8	39.0	0.013	0.031	19.8	0.277	41.4	0.243	0.169	0.025	0.037	101.1	78.8
530-128	38.9	0.016	0.03	19.9	0.281	41.6	0.253	0.152	0.025	0.044	101.2	78.8
530-30	38.8		0.026	19.7	0.278	41.2	0.239	0.167	0.025	0.041	100.7	78.8
530-159	39.0	0.015	0.028	19.8	0.281	41.4	0.257	0.135	0.025	0.04	101.1	78.8
530-196	38.9	0.013	0.032	19.9	0.278	41.4	0.248	0.141	0.025	0.044	101.1	78.7
530-117	39.0	0.015	0.025	19.9	0.278	41.4	0.258	0.125	0.026	0.035	101.1	78.7
530-85	39.0	0.019	0.03	19.9	0.283	41.5	0.260	0.133	0.026	0.049	101.3	78.7
530-156	38.9	0.018	0.026	20.0	0.284	41.4	0.245	0.119	0.024	0.042	101.2	78.6
530-99	38.9	0.013	0.026	20.0	0.280	41.4	0.250	0.133	0.026	0.034	101.1	78.6
530-100	38.9	0.014	0.04	20.0	0.281	41.4	0.248	0.129	0.027	0.046	101.2	78.6
530-142	39.0	0.014	0.032	20.1	0.278	41.2	0.242	0.131	0.026	0.045	101.0	78.5
530-60	38.8	0.014	0.024	20.1	0.284	41.1	0.258	0.128	0.027	0.038	100.9	78.4
530-126	38.8	0.013	0.154	20.1	0.285	40.8	0.390	0.122	0.026	0.056	100.8	78.3
530-59	38.9	0.013	0.066	20.2	0.281	40.9	0.283	0.152	0.024	0.052	101.0	78.3
530-181	39.0	0.011	0.024	20.3	0.286	41.2	0.253	0.125	0.027	0.036	101.3	78.3
530-191	38.9	0.041	0.027	20.3	0.289	41.1	0.267	0.114	0.027	0.032	101.2	78.3
530-52	38.9	0.014	0.031	20.3	0.282	41.1	0.250	0.120	0.028	0.041	101.1	78.3
530-9	38.8	0.014	0.025	20.3	0.289	41.0	0.271	0.123	0.028	0.045	101.0	78.2
530-146	38.9	0.011	0.026	20.4	0.287	41.1	0.273	0.124	0.027	0.034	101.2	78.1
530-163	39.0	0.014	0.023	20.5	0.290	41.2	0.277	0.124	0.027	0.035	101.6	78.1
530-39	38.8	0.013	0.035	20.6	0.286	40.7	0.256	0.130	0.027	0.041	101.0	77.8
530-14	38.8	0.012	0.024	20.8	0.289	40.6	0.260	0.126	0.026	0.042	101.1	77.6
530-341	38.9		0.014	21.6	0.301	40.1	0.265	0.086	0.025	0.021	101.5	76.7
530-320	38.9		0.022	22.3	0.308	39.8	0.260	0.095	0.028	0.025	101.9	76.0
530-296	38.5		0.015	23.1	0.314	39.2	0.261	0.086	0.028	0.015	101.6	75.1
530-31	38.7		0.024	23.1	0.314	38.8	0.257	0.092	0.028	0.024	101.5	74.9
530-317	38.5		0.023	24.4	0.322	38.1	0.249	0.099	0.028	0.016	101.9	73.5
530-345	38.3		0.009	24.8	0.328	37.8	0.238	0.090	0.029	0.012	101.7	73.0
СУ36с-1-4	38.0	0.015	0.025	26.3	0.370	36.2	0.240	0.122	0.031	0.011	101.4	71.0
СУ36с-1-2	37.5	0.033	0.016	26.8	0.377	35.5	0.206	0.119	0.032	0.000	100.8	70.2
СУ36а-1-9	38.4	0.036	0.010	24.0	0.353	38.0	0.207	0.120	0.030	0.003	101.3	73.8
СУ36а-1-8	38.8	0.040	0.023	24.1	0.353	38.2	0.199	0.122	0.030	0.005	101.9	73.8
СУ36а-1-7	38.5	0.036	0.010	24.2	0.351	37.9	0.196	0.122	0.030	0.000	101.5	73.5
СУ36а-1-5	38.2	0.037	0.016	24.1	0.354	37.5	0.200	0.118	0.029	0.003	100.6	73.4
СУ36а-1-4	38.5	0.036	0.018	24.3	0.360	37.3	0.214	0.119	0.031	0.002	101.0	73.2
СУ36а-1-2	38.3	0.030	0.015	23.9	0.352	37.9	0.224	0.121	0.028	0.004	101.0	73.8
СУ36а-1-15	38.5	0.030	0.017	24.3	0.357	38.2	0.224	0.119	0.029	0.002	101.8	73.6
СУ36а-1-14	38.4	0.028	0.022	24.1	0.356	38.2	0.246	0.120	0.030	0.009	101.6	73.8
СУ36а-1-13	38.9	0.029	0.022	21.6	0.324	39.8	0.234	0.125	0.028	0.019	101.2	76.6
СУ36а-1-10	38.5	0.032	0.012	24.1	0.351	37.9	0.203	0.121	0.030	0.004	101.4	73.7
СУ36а-1-1	38.3	0.035	0.011	24.6	0.354	37.3	0.221	0.119	0.032	0.002	101.1	73.0
СУ36-1-7	38.1	0.019	0.017	25.9	0.372	36.5	0.256	0.117	0.031	0.002	101.3	71.5
СУ36-1-5	38.3	0.034	0.006	26.3	0.381	36.4	0.222	0.114	0.031	0.000	101.9	71.1
СУ36-1-1	38.4	0.030	0.010	26.2	0.377	36.4	0.229	0.116	0.031	0.000	101.8	71.3

Таблица 3. Продолжение

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	CoO	Cr ₂ O ₃	Сумма	F _о
СУ33-3а-9	38.3	0.038	0.012	24.6	0.366	37.3	0.192	0.120	0.030	0.002	100.9	73.0
СУ33-3а-8	38.5	0.034	0.008	24.5	0.368	37.2	0.195	0.119	0.029	0.005	101.0	73.1
СУ33-3а-7	38.7	0.031	0.011	24.8	0.366	37.5	0.190	0.119	0.032	0.000	101.7	72.9
СУ33-3а-6	38.4	0.036	0.024	25.0	0.365	37.3	0.212	0.123	0.033	0.000	101.6	72.7
СУ33-3а-5	38.5	0.032	0.003	24.5	0.359	37.2	0.181	0.116	0.031	0.002	101.0	73.1
СУ33-3а-4	38.3	0.032	0.010	24.8	0.365	37.3	0.182	0.119	0.031	0.001	101.2	72.8
СУ33-3а-3	38.7	0.032	0.010	24.9	0.363	37.1	0.190	0.121	0.029	0.002	101.5	72.6
СУ33-3а-26	38.4	0.032	0.014	25.2	0.378	36.7	0.182	0.116	0.029	0.000	101.0	72.2
СУ33-3а-25	38.4	0.029	0.009	24.6	0.360	37.1	0.184	0.121	0.027	0.005	100.8	72.9
СУ33-3а-23	38.4	0.031	0.011	24.3	0.365	37.3	0.198	0.117	0.032	0.006	100.8	73.2
СУ33-3а-22	38.0	0.032	0.017	25.5	0.368	36.7	0.174	0.118	0.030	0.000	100.9	72.0
СУ33-3а-21	38.3	0.045	0.015	25.2	0.366	37.3	0.206	0.122	0.031	0.000	101.7	72.5
СУ33-3а-20	38.3	0.033	0.016	25.2	0.367	37.3	0.198	0.118	0.030	0.010	101.6	72.6
СУ33-3а-19	38.5	0.032	0.008	24.4	0.358	37.2	0.201	0.117	0.029	0.005	100.8	73.1
СУ33-3а-17	38.2	0.035	0.016	24.9	0.364	37.4	0.183	0.121	0.031	0.001	101.2	72.8
СУ33-3а-16	38.6	0.030	0.016	24.3	0.358	38.2	0.215	0.124	0.032	0.007	101.9	73.7
СУ33-3а-15	38.1	0.032	0.009	25.0	0.364	37.3	0.171	0.120	0.030	0.002	101.2	72.7
СУ33-3а-14	38.2	0.033	0.007	24.6	0.364	37.1	0.189	0.117	0.029	0.001	100.7	72.9
СУ33-3а-13	37.7	0.031	0.006	24.3	0.362	36.9	0.195	0.119	0.030	0.000	99.7	73.0
СУ33-3а-12	38.3	0.035	0.014	25.2	0.366	37.2	0.213	0.120	0.030	0.002	101.5	72.5
СУ33-3а-11	38.6	0.032	0.015	25.0	0.364	37.4	0.204	0.121	0.030	0.004	101.7	72.7
СУ33-3а-10	38.7	0.032	0.017	24.7	0.364	37.5	0.196	0.121	0.030	0.004	101.7	73.0
СУ33-3а-1	38.8	0.032	0.007	22.5	0.335	39.0	0.197	0.121	0.029	0.008	101.1	75.6
СУ33-3-9	38.4	0.035	0.007	24.1	0.359	37.6	0.209	0.121	0.032	0.009	100.9	73.6
СУ33-3-7	38.2	0.039	0.009	25.6	0.377	36.5	0.177	0.119	0.031	0.002	101.0	71.8
СУ33-3-5	38.6	0.028	0.011	24.4	0.362	37.4	0.206	0.118	0.031	0.004	101.2	73.2
СУ33-3-45	38.1	0.038	0.017	23.8	0.358	37.6	0.184	0.120	0.030	0.005	100.3	73.8
СУ33-3-44	38.6	0.028	0.008	23.9	0.354	37.8	0.221	0.119	0.028	0.013	101.1	73.9
СУ33-3-43	38.4	0.012	0.023	23.2	0.348	38.3	0.251	0.123	0.030	0.013	100.7	74.7
СУ33-3-42	38.5	0.018	0.018	23.3	0.348	38.3	0.243	0.123	0.032	0.009	100.9	74.6
СУ33-3-41	38.1	0.035	0.009	25.2	0.368	37.0	0.202	0.119	0.030	0.001	101.1	72.4
СУ33-3-4	38.8	0.044	0.020	22.3	0.339	39.0	0.194	0.122	0.028	0.012	101.0	75.7
СУ33-3-39	37.8	0.041	0.014	24.7	0.362	36.6	0.210	0.120	0.030	0.002	99.9	72.5
СУ33-3-38	38.1	0.033	0.015	24.9	0.365	36.8	0.203	0.120	0.031	0.000	100.6	72.5
СУ33-3-37	38.1	0.033	0.009	24.8	0.363	36.8	0.186	0.118	0.032	0.000	100.5	72.5
СУ33-3-35	38.2	0.033	0.012	24.5	0.362	37.4	0.215	0.121	0.029	0.002	100.9	73.1
СУ33-3-33	38.4	0.032	0.015	24.5	0.361	37.7	0.167	0.124	0.030	0.002	101.3	73.3
СУ33-3-32	38.1	0.032	0.010	24.3	0.359	37.3	0.183	0.122	0.030	0.003	100.4	73.2
СУ33-3-31	38.0	0.029	0.007	24.3	0.359	37.5	0.193	0.124	0.030	0.005	100.6	73.3
СУ33-3-30	38.4	0.022	0.011	24.5	0.359	37.6	0.243	0.119	0.029	0.008	101.2	73.2
СУ33-3-3	38.7	0.027	0.014	23.1	0.345	38.4	0.205	0.122	0.028	0.010	100.9	74.8
СУ33-3-29	38.4	0.025	0.012	24.3	0.358	37.7	0.223	0.120	0.031	0.006	101.2	73.5
СУ33-3-28	38.3	0.036	0.022	24.7	0.353	37.3	0.195	0.122	0.030	0.000	101.0	73.0
СУ33-3-27	38.3	0.032	0.005	24.8	0.363	37.2	0.196	0.121	0.028	0.002	101.0	72.8
СУ33-3-26	38.4	0.031	0.010	24.8	0.366	37.3	0.219	0.117	0.028	0.001	101.2	72.8
СУ33-3-25	38.3	0.031	0.003	24.6	0.367	37.1	0.196	0.120	0.028	0.000	100.7	72.9
СУ33-3-24	38.7	0.034	0.017	24.0	0.357	38.1	0.190	0.121	0.031	0.001	101.5	73.9
СУ33-3-23	38.5	0.030	0.018	24.2	0.359	37.9	0.183	0.119	0.029	0.000	101.3	73.6
СУ33-3-22	38.5	0.030	0.012	24.1	0.355	37.7	0.185	0.122	0.029	0.001	101.1	73.6
СУ33-3-21	38.9	0.097	0.020	23.4	0.354	35.8	0.215	0.125	0.020	0.010	98.9	73.2
СУ33-3-2	39.1	0.013	0.025	19.2	0.287	41.8	0.253	0.135	0.026	0.035	100.8	79.5
СУ33-3-19	38.9	0.031	0.006	22.2	0.337	39.2	0.198	0.124	0.029	0.011	101.0	75.9

Таблица 3. Окончание

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	CoO	Cr ₂ O ₃	Сумма	F _o
СУ33-3-18	39.1	0.029	0.011	22.2	0.331	39.5	0.204	0.126	0.029	0.012	101.6	76.1
СУ33-3-17	38.8	0.033	0.016	22.2	0.339	38.7	0.223	0.121	0.030	0.013	100.6	75.7
СУ33-3-15	39.0	0.020	0.015	20.9	0.316	40.3	0.205	0.131	0.029	0.025	101.0	77.4
СУ33-3-14	38.5	0.035	0.003	24.1	0.357	38.0	0.198	0.121	0.030	0.008	101.4	73.8
СУ33-3-12	38.7	0.026	0.018	20.6	0.314	40.1	0.261	0.127	0.027	0.037	100.2	77.6
СУ33-3-11	38.4	0.035	0.011	24.0	0.360	37.7	0.201	0.120	0.030	0.008	100.9	73.7
СУ33-3-10	38.5	0.034	0.014	23.9	0.353	37.9	0.193	0.126	0.030	0.015	101.1	73.9
СУ33-1b-8	37.8	0.033	0.007	27.9	0.377	35.5	0.196	0.120	0.033	0.001	101.8	69.4
СУ33-1b-3-5	37.9	0.031	0.015	26.7	0.371	35.9	0.202	0.116	0.029	0.017	101.3	70.6
СУ33-1b-3-2	38.0	0.032	0.008	27.3	0.380	35.8	0.196	0.117	0.029	0.000	101.8	70.0
СУ33-1a-1-8	37.9	0.029	0.007	24.3	0.350	37.5	0.181	0.117	0.029	0.005	100.4	73.4
СУ33-1a-1-16	38.0	0.032	0.017	23.7	0.339	37.6	0.167	0.115	0.029	0.020	100.0	73.9
СУ33-1a-1-1	37.6	0.030	0.023	25.1	0.359	36.8	0.162	0.113	0.029	0.007	100.3	72.4
СУ31-4-1-2	37.4	0.028	0.012	27.7	0.380	35.1	0.171	0.109	0.031	0.001	100.9	69.3
СУ31-2a-9	38.5	0.031	0.007	25.3	0.364	37.4	0.182	0.113	0.029	0.004	101.9	72.5
СУ31-2a-6	38.2	0.033	0.009	25.4	0.369	37.3	0.186	0.110	0.030	0.004	101.6	72.4
СУ31-2a-5	38.4	0.032	0.010	25.4	0.367	37.5	0.170	0.110	0.030	0.001	102.0	72.5
СУ31-2a-4	38.3	0.030	0.018	25.4	0.368	37.5	0.169	0.110	0.028	0.004	101.9	72.5
СУ31-2a-2	38.2	0.031	0.014	25.1	0.363	37.5	0.183	0.110	0.030	0.005	101.5	72.7
СУ31-2a-12	38.1	0.029	0.015	25.8	0.368	36.7	0.174	0.106	0.029	0.000	101.3	71.7
СУ31-2a-10	38.3	0.030	0.015	25.2	0.367	37.4	0.175	0.111	0.029	0.001	101.7	72.6
СУ31-2a-1	38.4	0.033	0.019	25.1	0.363	37.0	0.208	0.112	0.029	0.002	101.3	72.4
СУ31-2-4	38.1	0.023	0.010	26.6	0.378	36.4	0.181	0.109	0.031	0.000	101.9	70.9
СУ31-2-3	37.9	0.024	0.016	26.9	0.382	36.1	0.171	0.107	0.030	0.000	101.6	70.5
СУ31-2-2-9	37.7	0.029	0.008	25.3	0.366	36.8	0.183	0.107	0.028	0.003	100.5	72.1
СУ31-2-2-6	38.0	0.030	0.010	25.7	0.368	37.1	0.165	0.108	0.029	0.002	101.6	72.0
СУ31-2-2-5	37.9	0.031	0.016	25.5	0.366	37.0	0.203	0.114	0.027	0.000	101.2	72.1
СУ31-2-2-12	37.6	0.027	0.015	25.7	0.372	36.6	0.188	0.105	0.030	0.002	100.6	71.7
СУ31-2-2-11	37.8	0.023	0.003	26.2	0.379	36.2	0.172	0.110	0.031	0.001	101.0	71.1
СУ31-2-2-10	37.6	0.024	0.006	26.5	0.381	36.2	0.164	0.109	0.031	0.000	101.0	70.9
СУ31-2-2-1	38.0	0.030	0.010	25.5	0.367	37.1	0.197	0.109	0.028	0.005	101.4	72.2

Примечание. Здесь и в табл. 4 и 5 пропуск – элемент не определялся.

рый интерпретировался как ксеногенный, т.е. захваченный вместе с расплавом.

Для получения статистически представительного материала по составу расплавных включений 100–150 зерен оливина каждого из образцов ХС-51/130, 4270/13, СУ-50 были выдержаны в течение 20 мин при температуре 1250°C в вертикальной закалочной печи при фугитивности кислорода, соответствующей буферу QFM, и закалены (см. выше раздел “Методы исследования”). Закаленные кристаллы были отшлифованы, отполированы и исследованы под микроскопом. Для определения состава использовали гомогенные включения или включения с долей усадочной полости (флюидного пузырька) менее 0.1% объема включения, имеющие размер более 40 мкм (рис. 6б, 6г).

Условия кристаллизации и состав расплавов

Составы 37 закаленных расплавных включений и содержащих их оливинов из образцов гуд-

чихинской свиты представлены в табл. 4. Поскольку температуры закалки (1250°C) включений в вертикальной закалочной печи в общем случае не соответствовали температуре захвата, составы включений дополнительно пересчитывались до равновесия с оливином-хозяином. Для расчета равновесия оливин–расплав использовали модель (Ford et al., 1983). Содержания FeO во включениях обнаруживают значимую линейную корреляцию с железистостью вмещающего оливина ($FeO_{распл} = 0.53FeO_{Ol} - 0.9$, $R = 0.7$, табл. 4), что свидетельствует о потере железа из включения за счет диффузионного перераспределения Fe-Mg между включением и оливином-хозяином в процессе охлаждения (Sobolev, Danyushevsky, 1994). Этот эффект можно скомпенсировать, используя значимую корреляцию между содержаниями FeO и SiO₂ ($FeO_{общ} = 30.84 - 0.369SiO_2$, $R = 0.7$) для пород гудчихинской свиты, содержащих, подобно расплавам, 7–15 мас. % MgO (GEOROC <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>). Отношение Fe²⁺/Fe³⁺ в расплаве определялось по составу хро-

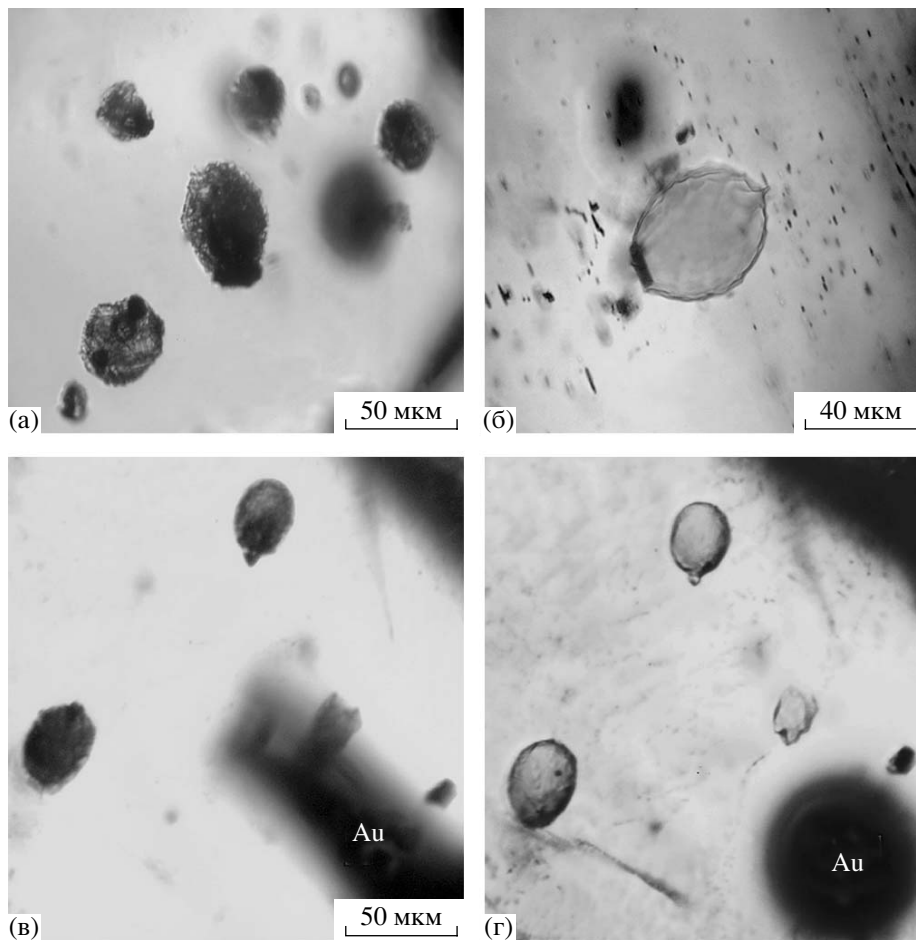


Рис. 6. Расплавные включения во вкрапленниках оливина образца ХС-51/130 гудчихинской свиты Норильского региона.

(а) – частично раскристаллизованные первичные включения в оливине при $T = 270^\circ\text{C}$, состоящие из игольчатых кристаллов клинопироксена, интерстициального стекла и содержащие непрозрачные изометричные кристаллы шпинели и сферическую флюидную фазу; (б) – гомогенизированное расплавное включение, закаленное при $T = 1250^\circ\text{C}$ (фото при комнатной температуре) содержит уплощенный кристалл ксеногенной шпинели; (в, г) – первичные расплавные включения в оливине при температурах $T = 200^\circ\text{C}$ и $T = 1240^\circ\text{C}$ соответственно. Au – фольга из чистого золота, которая использовалась для визуального контроля калибровки термопары в каждом эксперименте. Мелкие сферические образования во включениях на фото (г) – флюидная фаза непосредственно перед гомогенизацией включения.

мистых шпинелей и модели распределения $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ между шпинелью и расплавом (Maurel, Maurel, 1982). От состава закаленных включений скорректированные значения отличаются незначительно, главным образом по содержаниям Mg и Fe. Тем не менее в табл. 5 представлены поправочные коэффициенты для корректировки содержаний примесных элементов во включениях, несовместимых с оливином-хозяином (K_{cor}). Этот коэффициент был рассчитан для каждого включения как отношение содержаний Al_2O_3 в измеренном и исправленном составах включений. Для получения скорректированного значения содержаний несовместимых элементов в захваченных расплавах следует значения в табл. 4 умножить на K_{cor} из табл. 5. В дальнейшем мы будем обсуждать только скорректированные составы. Содержа-

ние Ni в расплавах рассчитывалось на основе состава оливина-хозяина и модели равновесия оливин–расплав (Beattie, 1993).

Температуры равновесия захваченных расплавов с оливином-хозяином находятся в интервале $1170\text{--}1250^\circ\text{C}$ (табл. 5) и близки к интервалу температур гомогенизации включений ($1180\text{--}1290^\circ\text{C}$). Летучести кислорода необычно низки (на 2.5–3 лог. единицы ниже буфера Ni-NiO) и обусловлены высокой восстановленностью состава шпинели (табл. 3).

Монотонный рост содержаний CaO и Al_2O_3 при убывании MgO (рис. 7а) свидетельствует о том, что расплав эволюционировал за счет кристаллизации оливина без сосуществующих плагиоклаза и пироксена. Этот факт дает основание рассчитывать состав родоначального расплава

Таблица 4. Состав расплавных включений и оливина-хозяина из пикритов гудчихинской свиты

Компоненты	СУ50-3	СУ50-4	СУ50-5	СУ50-6	СУ50-7	СУ50-8	СУ50-9	СУ50-10	СУ50-11	СУ50-12
Расплавные включения										
SiO ₂	50.76	50.92	51.05	51.06	50.25	51.24	51.26	50.52	51.16	50.45
TiO ₂	2.29	2.56	2.22	2.24	2.63	2.26	2.28	2.30	2.38	2.35
Al ₂ O ₃	13.01	12.48	13.35	13.09	12.87	13.16	13.33	12.71	13.34	13.27
FeO	9.46	10.05	8.82	8.57	9.02	8.80	8.74	9.66	8.19	8.15
MnO	0.13	0.13	0.11	0.13	0.11	0.12	0.14	0.10	0.13	0.10
MgO	9.85	9.62	9.50	9.71	9.96	9.90	9.88	9.99	9.67	9.74
CaO	10.88	10.22	11.26	11.39	11.18	11.35	11.13	10.91	11.54	11.41
Na ₂ O	2.33	2.42	2.45	2.23	2.27	2.29	2.40	2.30	2.34	2.33
K ₂ O	0.37	0.43	0.40	0.50	0.44	0.45	0.39	0.35	0.40	0.39
P ₂ O ₅	0.21	0.25	0.19	0.23	0.25	0.19	0.21	0.21	0.20	0.21
S, мас. %	0.04	0.05	0.04	0.06	0.06	0.04	0.05	0.03	0.03	0.04
Cl, мас. %	0.041	0.072	0.101	0.205	0.057	0.120	0.074	0.046	0.074	0.056
Сумма	99.38	99.20	99.49	99.42	99.09	99.92	99.88	99.12	99.44	98.49
NiO	0.048	0.038	0.046	0.031	0.057	0.049	0.042	0.047	0.045	0.048
Cr ₂ O ₃	0.185	0.100	0.187	0.219	0.177	0.188	0.208	0.181	0.150	0.153
TiO ₂ , мас. %	2.27	2.30	2.05	2.14		2.24	2.23	2.26	2.36	2.21
H ₂ O, мас. %	0.05	0.07	0.03	0.03		0.05	0.03	0.06	0.04	0.03
B	4.0	4.7	5.4	7.1		6.5	4.9	4.0	5.3	4.3
Li	5.8	6.2	4.3	4.9		4.4	4.4	5.6	5.0	4.9
Rb	7.05	9.57	10.85	11.48	10.76	11.71	8.27	7.58	9.31	8.39
Ba	71.7	85.1	83.9	99.7	84.7	84.7	76.1	69.2	77.5	71.6
Th	1.00	1.22	1.26	1.39	1.19	1.24	0.96	1.02	1.15	1.02
U	0.26	0.33	0.35	0.39	0.33	0.33	0.32	0.28	0.31	0.32
Nb	9.85	11.43	10.23	11.71	12.90	10.23	9.48	9.90	10.58	10.10
Ta	0.71	0.75	0.69	0.77	0.83	0.68	0.63	0.66	0.69	0.68
La	10.51	12.21	11.11	12.68	12.49	11.27	10.39	10.27	10.56	10.19
Ce	28.13	31.10	27.96	31.98	32.35	27.31	26.26	26.07	27.97	26.67
Pb	1.35	1.87	1.81	1.90	1.93	1.93	1.58	1.41	1.63	2.46
Pr	4.03	4.75	4.02	4.60	4.86	4.02	3.71	3.94	4.19	3.93
Nd	19.92	23.73	20.80	21.42	23.70	20.11	19.70	19.93	20.19	19.05
Sr	297	368	343	355	387	322	292	299	313	302
Sm	5.56	6.63	6.14	5.41	6.50	5.45	5.64	5.76	5.84	5.53
Zr	146	173	148	153	186	143	132	143	150	147
Hf	3.65	4.63	3.90	4.21	4.62	3.63	3.64	3.74	3.99	3.85
Eu	2.02	2.22	1.96	1.97	2.08	1.82	1.81	1.82	1.98	1.89
Ti	14108	15850	13939	14608	16584	14292	13765	14195	15210	14787
Gd	6.04	7.29	6.43	6.22	6.85	6.11	5.97	6.25	6.01	6.19
Tb	0.97	1.15	1.01	0.96	1.05	0.93	0.98	0.92	0.92	0.97
Dy	5.67	6.62	5.79	5.82	5.86	5.84	5.29	5.54	5.54	5.56
Ho	1.09	1.26	1.09	1.06	1.08	1.06	0.93	1.06	0.98	0.99
Y	26.83	33.81	29.22	27.43	30.44	27.80	26.43	26.02	26.03	26.40
Er	2.65	3.44	2.94	2.74	2.82	2.59	2.43	2.72	2.56	2.71
Tm	0.35	0.43	0.34	0.33	0.35	0.34	0.32	0.31	0.32	0.32
Yb	1.96	2.75	2.13	2.23	2.04	2.03	1.95	1.94	2.13	2.00
Lu	0.29	0.39	0.31	0.28	0.29	0.27	0.27	0.27	0.26	0.29
Оливин-хозяин										
For	79.62	77.42	80.40	81.24	79.82	80.15	80.43	78.86	81.01	80.45
SiO ₂	38.64	38.64	38.90	39.04	39.12	39.21	39.40	39.07	39.23	39.02
TiO ₂	0.008	0.019	0.011	0.012	0.011	0.012	0.008	0.008	0.012	0.016
Al ₂ O ₃	0.024	0.027	0.028	0.029	0.028	0.025	0.027	0.023	0.023	0.024
FeO	19.07	21.00	18.47	17.83	19.06	18.77	18.47	19.83	17.95	18.43
MnO	0.230	0.263	0.220	0.216	0.230	0.227	0.224	0.247	0.216	0.220
MgO	41.79	40.40	42.52	43.32	42.31	42.28	42.59	41.51	42.96	42.58
CaO	0.294	0.302	0.293	0.298	0.300	0.304	0.294	0.287	0.292	0.297
NiO	0.360	0.317	0.386	0.385	0.357	0.374	0.382	0.359	0.389	0.381
Cr ₂ O ₃	0.045	0.033	0.048	0.048	0.049	0.040	0.048	0.047	0.047	0.039
Сумма	100.47	101.01	100.90	101.20	101.49	101.26	101.46	101.40	101.14	101.03

Таблица 4. Продолжение

Компоненты	СУ50-13	СУ50-201	СУ50-202	СУ50-203	СУ50-204	СУ50-205	СУ50-206	СУ50-207	СУ50-208	4270-1
Расплавные включения										
SiO ₂	50.63	50.09	50.39	50.04	50.59	50.53	50.28	50.44	50.63	50.09
TiO ₂	2.29	2.30	2.37	2.42	2.30	2.33	2.36	2.21	2.29	2.30
Al ₂ O ₃	12.94	12.73	12.84	13.32	12.83	12.80	12.79	13.00	12.94	12.73
FeO	9.39	9.99	9.69	8.41	9.90	9.71	10.20	9.99	9.39	9.99
MnO	0.13	0.13	0.14	0.11	0.13	0.13	0.14	0.15	0.13	0.13
MgO	9.78	9.70	10.05	9.91	9.84	9.77	9.37	9.11	9.78	9.70
CaO	10.77	11.22	11.21	11.16	10.77	11.17	11.27	10.69	10.77	11.22
Na ₂ O	2.46	2.19	2.12	2.26	2.29	2.07	2.07	2.46	2.46	2.19
K ₂ O	0.49	0.34	0.34	0.38	0.37	0.36	0.36	0.35	0.49	0.34
P ₂ O ₅	0.21	0.19	0.22	0.23	0.22	0.20	0.23	0.19	0.21	0.19
S, мас. %	0.05	0.04	0.05	0.06	0.05	0.03	0.06	0.04	0.05	0.04
Cl, мас. %	0.133	0.035	0.039	0.066	0.047	0.043	0.043	0.066	0.133	0.035
Сумма	99.27	98.97	99.48	98.37	99.34	99.14	99.19	98.69	99.27	98.97
NiO	0.033	0.043	0.047	0.052	0.044	0.044	0.040	0.041	0.033	0.043
Cr ₂ O ₃	0.129	0.179	0.159	0.153	0.184	0.206	0.188	0.208	0.129	0.179
TiO ₂ , мас. %	2.20								2.20	
H ₂ O, мас. %	0.04								0.04	
B	6.5								6.5	
Li	7.4								7.4	
Rb	11.32	7.78	7.50	8.90	7.24	8.18	7.27	8.11	11.32	7.78
Ba	93.7	73.6	71.9	77.0	69.6	76.6	73.6	72.4	93.7	73.6
Th	1.34	1.00	0.94	1.11	0.97	1.11	1.00	1.03	1.34	1.00
U	0.36	0.28	0.28	0.32	0.29	0.30	0.30	0.26	0.36	0.28
Nb	11.27	10.28	10.08	10.55	9.65	9.96	9.91	9.28	11.27	10.28
Ta	0.73	0.66	0.67	0.72	0.65	0.68	0.70	0.61	0.73	0.66
La	12.21	10.41	10.43	11.07	10.39	10.36	10.38	10.41	12.21	10.41
Ce	29.99	26.76	26.76	28.33	26.87	27.11	27.38	26.65	29.99	26.76
Pb	2.03	1.59	1.46	1.76	1.48	1.57	1.51	1.55	2.03	1.59
Pr	4.31	3.94	4.01	4.29	4.09	3.98	3.84	4.01	4.31	3.94
Nd	21.35	20.27	20.30	21.49	18.87	20.46	20.29	18.73	21.35	20.27
Sr	325	308	299	320	312	313	313	304	325	308
Sm	5.79	5.49	5.85	6.01	5.70	5.75	5.69	5.96	5.79	5.49
Zr	147	147	144	155	149	148	149	141	147	147
Hf	4.03	4.09	3.92	4.21	3.84	4.02	3.87	3.75	4.03	4.09
Eu	1.99	1.97	1.86	1.96	1.87	1.85	1.97	2.03	1.99	1.97
Ti	14244	14927	14896	15370	14218	14274	14543	13566	14244	14927
Gd	6.43	6.20	6.38	6.69	6.13	6.06	5.86	6.32	6.43	6.20
Tb	1.01	0.95	0.96	0.99	0.99	0.93	0.95	1.03	1.01	0.95
Dy	6.36	5.86	5.74	5.92	5.73	5.71	5.70	5.64	6.36	5.86
Ho	1.17	1.03	1.04	1.09	1.01	1.06	1.08	1.01	1.17	1.03
Y	29.75	27.26	26.57	27.20	26.90	26.93	26.95	26.92	29.75	27.26
Er	3.08	2.65	2.68	2.69	2.55	2.68	2.72	2.60	3.08	2.65
Tm	0.39	0.33	0.33	0.34	0.33	0.34	0.31	0.34	0.39	0.33
Yb	2.43	2.05	2.07	2.10	2.15	2.21	2.02	1.99	2.43	2.05
Lu	0.31	0.28	0.27	0.29	0.27	0.30	0.28	0.30	Lu	0.31
Оливин-хозяин										
For	78.06	77.07	77.66	81.25	79.85	78.30	79.14	79.36	80.55	80.41
SiO ₂	38.77	38.42	38.94	39.39	39.57	39.11	39.43	38.70	39.35	39.04
TiO ₂	0.008	0.016	0.011	0.011	0.009	0.012	0.009	0.010	0.014	0.013
Al ₂ O ₃	0.026	0.030	0.027	0.024	0.026	0.022	0.022	0.030	0.028	0.032
FeO	20.56	21.12	20.86	17.67	19.02	20.31	19.67	19.18	18.38	18.40
MnO	0.246	0.253	0.247	0.213	0.232	0.240	0.236	0.230	0.219	0.222
MgO	41.04	39.82	40.68	42.96	42.27	41.13	41.86	41.37	42.70	42.37
CaO	0.288	0.312	0.294	0.292	0.294	0.287	0.294	0.289	0.296	0.291
NiO	0.361	0.340	0.345	0.384	0.366	0.354	0.349	0.358	0.370	0.370
Cr ₂ O ₃	0.036	0.029	0.031	0.042	0.044	0.034	0.036	0.041	0.039	0.036
Сумма	101.37	100.36	101.44	101.00	101.84	101.52	101.91	100.22	101.41	100.78

Таблица 4. Продолжение

Компонент	4270-2	4270-3	4270-4	4270-5	4270-6	XC51-1	XC51-4	XC51-5	XC51-6	XC51-7
Расплавные включения										
SiO ₂	50.08	48.60	49.74	50.65	49.73	52.86	52.95	52.78	52.92	53.76
TiO ₂	2.25	2.57	2.25	2.28	2.31	1.71	1.65	1.76	1.57	1.58
Al ₂ O ₃	13.11	12.89	12.72	12.80	12.85	13.46	13.29	13.43	13.11	12.16
FeO	9.90	10.98	11.20	9.95	10.83	8.37	9.40	8.51	9.26	9.96
MnO	0.13	0.14	0.16	0.15	0.14	0.12	0.13	0.11	0.14	0.14
MgO	9.96	9.73	9.84	10.05	9.69	9.50	9.63	9.42	9.14	9.71
CaO	10.62	10.69	10.42	10.88	10.57	9.72	9.76	9.95	9.89	9.24
Na ₂ O	2.20	2.20	2.32	2.19	2.28	2.41	2.28	2.37	2.24	2.24
K ₂ O	0.34	0.37	0.34	0.33	0.32	0.63	0.59	0.61	0.57	0.48
P ₂ O ₅	0.20	0.23	0.18	0.21	0.22	0.16	0.15	0.18	0.15	0.17
S, мас. %	0.04	0.04	0.05	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04
Cl, мас. %	0.043	0.032	0.029	0.039	0.035	0.003	0.003	0.005	0.003	0.003
Сумма	98.87	98.47	99.25	99.57	99.01	98.98	99.86	99.17	99.03	99.48
NiO	0.056	0.051	0.047	0.056	0.050	0.038	0.032	0.036	0.036	0.034
Cr ₂ O ₃	0.093	0.114	0.046	0.132	0.150	0.168	0.099	0.184	0.204	0.184
TiO ₂ , мас. %	2.26	2.72	2.14	2.24	2.34	1.65	1.60	1.74		
H ₂ O, мас. %	0.12	0.25	0.13	0.19	0.14	0.05	0.06	0.05		
B	3.5	3.7	3.0	3.7	3.2	3.9	5.3	3.7		
Li	3.6	5.3	3.2	4.8	5.0	7.0	7.7	7.3		
Rb	6.87	8.12	6.59	6.95	6.65	20.46		19.81		
Ba	67.8	81.0	68.7	69.1	72.6	115.4		114.5		
Th	0.91	1.02	0.89	0.89	0.92	1.38		1.39		
U	0.27	0.31	0.26	0.27	0.25	0.53		0.54		
Nb	9.15	11.40	8.66	9.31	8.92	8.20		8.32		
Ta	0.62	0.81	0.55	0.64	0.60	0.56		0.62		
La	9.81	11.53	9.23	9.83	10.09	9.59		9.62		
Ce	24.73	29.92	24.07	25.91	26.29	23.42		24.17		
Pb	1.37	1.54	1.29	1.37	1.18	3.68		3.47		
Pr	3.83	4.53	3.58	3.82	3.89	3.36		3.58		
Nd	19.35	22.10	17.59	19.27	19.17	16.37		17.89		
Sr	287	329	282	292	282	258		279		
Sm	5.30	6.04	5.21	5.51	5.44	4.50		4.65		
Zr	138	166	132	137	134	120		131		
Hf	3.65	4.40	3.69	3.68	3.55	3.25		3.59		
Eu	1.77	2.00	1.78	1.93	1.79	1.53		1.66		
Ti	13508	16659	13326	14398	13649	10309		10927		
Gd	6.11	6.73	5.61	5.93	6.25	4.80		5.48		
Tb	0.91	1.02	0.94	0.96	0.98	0.81		0.80		
Dy	5.47	6.05	5.81	5.56	5.46	4.81		4.95		
Ho	0.98	1.10	1.03	0.98	1.03	0.84		0.92		
Y	25.47	27.89	26.60	25.79	25.36	22.46		23.75		
Er	2.48	2.87	2.86	2.66	2.50	2.21		2.61		
Tm	0.34	0.34	0.34	0.31	0.33	0.30		0.31		
Yb	1.96	2.26	2.34	2.01	1.94	1.76		1.82		
Lu	0.27	0.29	0.26	0.25	0.28	0.25		0.27		
Оливин-хозяин										
FeO	80.23	77.60	77.90	80.32	78.97	79.93	79.63	80.17	79.50	79.15
SiO ₂	39.54	38.98	39.32	39.18	39.13	38.83	39.29	39.21	38.82	39.39
TiO ₂	0.014	0.018	0.013	0.010	0.010	0.011	0.008	0.012	0.013	0.012
Al ₂ O ₃	0.030	0.028	0.025	0.025	0.025	0.023	0.023	0.024	0.027	0.027
FeO	18.66	20.89	20.72	18.52	19.77	18.89	19.18	18.73	19.11	19.66
MnO	0.223	0.249	0.249	0.222	0.237	0.237	0.240	0.236	0.243	0.246
MgO	42.50	40.60	40.98	42.41	41.66	42.20	42.14	42.24	41.57	41.87
CaO	0.293	0.304	0.295	0.297	0.290	0.266	0.260	0.270	0.278	0.267
NiO	0.387	0.339	0.363	0.365	0.353	0.344	0.342	0.346	0.345	0.336
Cr ₂ O ₃	0.045	0.034	0.039	0.045	0.040	0.043	0.039	0.036	0.037	0.038
Сумма	101.72	101.46	102.02	101.11	101.54	100.85	101.53	101.11	100.46	101.86

Таблица 4. Окончание

Компонент	XC51-9	XC51-11	XC51-12	XC51-13	XC51-14	XC51-16	XC51-18
Расплавные включения							
SiO ₂	53.04	53.18	52.39	52.65	50.91	54.37	52.16
TiO ₂	1.71	1.79	1.63	1.54	1.73	1.46	1.75
Al ₂ O ₃	13.24	13.22	12.74	13.73	12.64	12.94	13.48
FeO	8.76	8.54	9.69	8.91	9.73	8.03	7.60
MnO	0.12	0.13	0.12	0.12	0.12	0.11	0.12
MgO	9.38	8.94	8.84	9.02	9.22	9.43	9.72
CaO	10.20	10.41	10.00	9.47	9.93	9.82	10.20
Na ₂ O	2.30	2.30	2.09	2.85	2.15	2.28	2.35
K ₂ O	0.57	0.59	0.52	0.55	0.56	0.60	0.61
P ₂ O ₅	0.16	0.16	0.16	0.16	0.18	0.15	0.15
S, мас. %	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04	0.02
Cl, мас. %	0.002	0.003	0.004	0.002	0.008	0.004	0.003
Сумма	99.52	99.30	98.23	99.05	97.19	99.23	98.15
NiO	0.037	0.032	0.033	0.031	0.031	0.044	0.044
Cr ₂ O ₃	0.177	0.200	0.180	0.158	0.187	0.209	0.204
TiO ₂ , мас. %				1.43			1.67
H ₂ O, мас. %				0.05			0.03
B ⁻				3.1			3.6
Li				4.1			6.6
Rb		20.62			18.80		21.94
Ba		115.3			110.3		116.8
Th		1.42			1.41		1.35
U		0.53			0.53		0.58
Nb		8.01			8.42		8.26
Ta		0.61			0.61		0.55
La		9.45			9.54		9.19
Ce		24.12			23.17		23.11
Pb		4.12			3.46		3.76
Pr		3.48			3.56		3.28
Nd		16.93			16.50		15.74
Sr		260			266		258
Sm		4.09			4.63		4.43
Zr		116			124		119
Hf		3.39			3.27		2.88
Eu		1.52			1.58		1.56
Ti		10990			10838		10932
Gd		5.00			5.25		4.77
Tb		0.79			0.79		0.75
Dy		4.66			4.92		4.67
Ho		0.92			0.94		0.85
Y		23.29			23.36		22.97
Er		2.36			2.47		2.30
Tm		0.29			0.31		0.24
Yb		1.97			2.00		1.65
Lu		0.28			0.27		0.23
Оливин-хозяин							
FeO	80.84	80.26	79.86	82.14	78.01	82.23	80.57
SiO ₂	39.29	39.31	39.18	39.30	38.73	39.40	38.69
TiO ₂	0.008	0.014	0.011	0.006	0.013	0.007	0.010
Al ₂ O ₃	0.024	0.028	0.029	0.032	0.022	0.027	0.030
FeO	18.17	18.68	19.02	16.92	20.44	16.83	18.06
MnO	0.230	0.236	0.242	0.213	0.253	0.215	0.228
MgO	43.00	42.60	42.33	43.65	40.68	43.70	42.01
CaO	0.265	0.268	0.267	0.259	0.277	0.258	0.268
NiO	0.353	0.355	0.341	0.379	0.322	0.386	0.366
Cr ₂ O ₃	0.049	0.043	0.049	0.059	0.031	0.058	0.078
Сумма	101.41	101.55	101.49	100.84	100.78	100.90	99.75

Примечание. Размер проанализированных расплавных включений 40–80 мкм; линиями разделены группы элементов, определенные разными методами микроанализа (сверху вниз): обычный рентгеновский микроанализ, высокоточный рентгеновский микроанализ, вторично-ионная масс-спектрометрия, масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой с лазерным пробоотбором.

путем моделирования обратного фракционирования оливина (см. ниже раздел “Состав первичных магм”). Составы включений образцов СУ-50 и 4270/13 образуют единый тренд по всем элементам (рис. 7). Они близки к составам базальтовых стекол вулкана Мауна Лоа, Гавайские о-ва. Включения из образца ХС-51/130 отличаются высоким содержанием SiO_2 , K_2O и пониженными концентрациями CaO , TiO_2 , P_2O_5 , а также повышенными содержаниями Rb , Ba , U , Th , La и Pb (рис. 7–9), т.е. обогащены элементами, типичными для кислых пород континентальной коры (Rudnick, 2002). На спайдер-диаграмме литофильных элементов для этих включений (рис. 9а) хорошо видны характерные экстремумы спектров континентальной коры: максимумы в содержаниях Rb , U , Pb и минимумы в концентрациях Ta , Nb , Ti . Эти данные свидетельствуют о существенной контаминации расплавов, из которых кристаллизовались оливины образца ХС-51–130, кислым континентальным материалом, например кварцевыми песчаниками. Признаки контаминации заметны и для некоторых включений образца СУ-50, в которых установлены повышенные концентрации K , Cl и V (рис. 10). Однако контаминант в этом случае был другим: обогащенным солями хлора и калия с невысоким содержанием кремния, возможно эвапорит.

Составы расплавных включений в оливине образцов СУ-50 и 4270/13 с содержанием $\text{Cl} < 0.045$ мас. % характеризуются очень узким диапазоном концентраций всех несовместимых элементов, одинаковым для обоих образцов (рис. 9б). Признаков коровой контаминации не наблюдается. При этом состав включений очень близок к составу сходных по магнезиальности расплавов вулкана Мауна Лоа, Гавайи.

Летучие компоненты в расплавах

Расплавные включения в оливине образца СУ-50 и большинство включений в оливине образца ХС-51–130 характеризуются аномально низкой концентрацией H_2O (рис. 10), связанной, вероятно, с приповерхностной дегазацией кристаллизующихся магм. Содержания H_2O во включениях в оливине образца 4270/13 несколько выше (до 0.25 мас. %) и сопоставимы с результатами оценки, полученной исходя из концентрации элемента близкой несовместимости, а именно Ce (Dixon et al., 2002). Следовательно, их можно принять за исходные концентрации недегазированных магм. Этот уровень концентраций также сопоставим с минимальными содержаниями H_2O в стеклах Мауна Лоа, Гавайи.

Концентрации Cl во включениях в оливине образца ХС-51–130 исключительно низки и, так же как и содержания H_2O , возможно, свидетельствуют о приповерхностной дегазации (рис. 10). Для включений в оливине образца СУ-50 характерен

крутой тренд накопления Cl с увеличением концентрации K_2O . При этом содержания Cl достигают необычно высоких значений. Составы включений из образца 4270/13 по концентрации Cl располагаются в начале этого тренда и сопоставимы с максимальными содержаниями хлора в стеклах вулкана Мауна Лоа, Гавайи.

Характерной особенностью всех исследованных расплавных включений являются повышенные концентрации бора, максимальные в наиболее хлористых включениях образца СУ-50.

Содержания S малы во всех изученных включениях. Они более чем в два-три раза ниже уровня насыщения базальтового расплава сульфидным расплавом (рис. 10).

Концентрация углекислоты в расплавах при низких давлениях не представительна для родоначальных магм из-за процесса ранней дегазации. Однако содержания CO_2 в недегазированном расплаве могут быть оценены по концентрации нелетучего элемента близкой несовместимости (Nb) на основе данных работы (Saal et al., 2002). Принимая отношение $\text{CO}_2/\text{Nb} = 240$ из этой работы, получаем исходный уровень концентрации CO_2 около 0.25 мас. %.

Состав первичных магм

Первичные расплавы, сформировавшие породы гудчихинской свиты, могут быть реконструированы исходя из составов расплавных включений с минимальными признаками контаминации континентальной корой. Такие включения установлены в оливине из образцов СУ-50 и 4270/13 и характеризуются самыми низкими содержаниями хлора и других наиболее несовместимых элементов (рис. 7, 8, 9б). Для этих расплавов был применен алгоритм обратного фракционирования оливина до равновесия с наиболее магнезиальным оливином (Sobolev, Danyushevsky, 1994), установленным для пород гудчихинской свиты, – $F_{0.84}$ (Sobolev et al., 2007 и настоящая работа). Вычисления проводились с помощью программы Petrolog (Danyushevsky, 2001) с использованием моделей, описанных выше в разделе “Условия кристаллизации и состав расплавов”. Концентрация MgO и температура равновесия в полученных составах могут быть ниже, чем в реальных первичных расплавах, если в системе кристаллизовался более магнезиальный оливин, не установленный в изученных образцах, несмотря на большую статистику опробования (более 400 проанализированных зерен оливина). Поскольку добавление оливина приводит к значительному увеличению концентрации Ni в расплаве, максимально допустимое количество добавленного оливина должно быть ограничено концентрацией Ni в расплавах, равновесных с реакционным пироксенитом (рис. 11). Так как составы расплавов пироксенита образуют поле в координатах Ni-MgO , составы

Таблица 5. Составы захваченных расплавов в оливинах из пикритов гудчихинской свиты

Компоненты	СУ50-3	СУ50-5	СУ50-6	СУ50-7	СУ50-8	СУ50-9	СУ50-10
SiO ₂	50.33	50.10	50.02	49.72	50.19	50.14	50.43
TiO ₂	2.27	2.12	2.12	2.58	2.18	2.18	2.33
Al ₂ O ₃	12.88	12.76	12.37	12.60	12.67	12.76	12.85
Fe ₂ O ₃	0.52	0.53	0.53	0.53	0.53	0.53	0.52
FeO	11.79	11.88	11.90	12.01	11.85	11.86	11.76
MnO	0.12	0.11	0.11	0.12	0.11	0.11	0.12
MgO	8.23	8.64	9.15	8.40	8.52	8.66	7.86
CaO	10.77	10.76	10.77	10.95	10.93	10.66	11.03
Na ₂ O	2.31	2.34	2.11	2.22	2.21	2.30	2.33
K ₂ O	0.37	0.38	0.47	0.43	0.43	0.37	0.35
P ₂ O ₅	0.21	0.18	0.22	0.25	0.18	0.20	0.21
Cr ₂ O ₃	0.18	0.18	0.21	0.17	0.18	0.20	0.18
NiO	0.028	0.031	0.033	0.028	0.030	0.031	0.027
<i>T</i> _{clс} , °C	1208	1220	1231	1212	1215	1220	1197
<i>F</i> _o	79.62	80.4	81.24	79.82	80.15	80.43	78.86
NiO _{Ol}	0.360	0.386	0.385	0.357	0.374	0.382	0.359
<i>K</i> _{cor}	0.990	0.956	0.945	0.979	0.963	0.957	1.011
<i>S</i> _{cor}	0.042	0.036	0.058	0.058	0.036	0.049	0.025
<i>Cl</i> _{cor}	0.041	0.097	0.193	0.055	0.116	0.071	0.046
Компоненты	СУ50-11	СУ50-12	СУ50-13	СУ50-201	СУ50-202	СУ50-203	СУ50-204
SiO ₂	49.92	49.80	50.52	50.36	50.26	49.46	50.32
TiO ₂	2.23	2.25	2.32	2.38	2.42	2.31	2.29
Al ₂ O ₃	12.52	12.70	13.09	13.15	13.09	12.70	12.78
Fe ₂ O ₃	0.53	0.53	0.52	0.52	0.53	0.54	0.52
FeO	11.93	11.99	11.73	11.75	11.83	12.11	11.79
MnO	0.11	0.11	0.13	0.13	0.13	0.10	0.13
MgO	9.00	8.72	7.45	7.11	7.41	9.25	8.35
CaO	10.83	10.92	10.90	11.59	11.43	10.64	10.73
Na ₂ O	2.20	2.23	2.49	2.26	2.16	2.15	2.28
K ₂ O	0.38	0.37	0.50	0.35	0.35	0.36	0.37
P ₂ O ₅	0.19	0.20	0.21	0.20	0.22	0.22	0.22
Cr ₂ O ₃	0.14	0.15	0.13	0.19	0.16	0.15	0.18
NiO	0.033	0.031	0.025	0.023	0.024	0.034	0.029
<i>T</i> _{clс} , °C	1228	1221	1189	1172	1181	1234	1211
<i>F</i> _o	81.01	80.45	78.06	77.07	77.66	81.25	79.85
NiO _{Ol}	0.389	0.381	0.361	0.340	0.345	0.384	0.366
<i>K</i> _{cor}	0.938	0.957	1.011	1.032	1.019	0.953	0.996
<i>S</i> _{cor}	0.026	0.035	0.055	0.040	0.053	0.055	0.052
<i>Cl</i> _{cor}	0.070	0.053	0.134	0.036	0.040	0.063	0.046

Таблица 5. Продолжение

Компоненты	СУ50-205	СУ50-206	СУ50-207	СУ50-208	4270-1	4270-2	4270-3
SiO ₂	50.45	50.15	50.48	49.82	50.07	50.03	49.29
TiO ₂	2.36	2.36	2.20	2.23	2.32	2.25	2.69
Al ₂ O ₃	12.95	12.77	12.96	12.73	12.82	13.08	13.48
Fe ₂ O ₃	0.52	0.53	0.52	0.53	0.53	0.53	0.54
FeO	11.75	11.86	11.75	11.98	11.88	11.91	12.16
MnO	0.13	0.13	0.13	0.12	0.13	0.13	0.14
MgO	7.66	8.08	8.07	8.82	8.72	8.62	7.46
CaO	11.30	11.25	10.66	10.80	10.54	10.60	11.18
Na ₂ O	2.09	2.07	2.45	2.19	2.17	2.20	2.30
K ₂ O	0.36	0.36	0.35	0.32	0.36	0.34	0.39
P ₂ O ₅	0.20	0.23	0.19	0.21	0.24	0.20	0.24
Cr ₂ O ₃	0.21	0.19	0.21	0.23	0.20	0.09	0.12
NiO	0.026	0.027	0.027	0.031	0.030	0.031	0.024
<i>T</i> _{clс} , °C	1187	1199	1206	1222	1220	1218	1185
<i>F</i> _o	78.3	79.14	79.36	80.55	80.41	80.23	77.6
NiO _{Ol}	0.354	0.349	0.358	0.370	0.370	0.387	0.339
<i>K</i> _{cor}	1.012	0.999	0.997	0.964	0.999	0.998	1.046
<i>S</i> _{cor}	0.029	0.061	0.036	0.018	0.039	0.038	0.037
<i>Cl</i> _{cor}	0.044	0.043	0.066	0.042	0.041	0.042	0.033
Компоненты	4270-4	4270-5	4270-6	XC51-1	XC51-4	XC51-5	XC51-6
SiO ₂	50.33	50.26	50.02	52.43	52.57	52.18	52.87
TiO ₂	2.37	2.26	2.37	1.68	1.65	1.72	1.57
Al ₂ O ₃	13.37	12.70	13.16	13.25	13.30	13.11	13.13
Fe ₂ O ₃	0.52	0.53	0.53	0.49	0.49	0.50	0.48
FeO	11.79	11.83	11.91	11.05	11.01	11.14	10.89
MnO	0.16	0.14	0.14	0.12	0.14	0.12	0.13
MgO	7.43	8.63	7.98	8.06	7.92	8.24	7.83
CaO	10.96	10.79	10.83	9.57	9.77	9.71	9.91
Na ₂ O	2.44	2.17	2.34	2.37	2.28	2.31	2.24
K ₂ O	0.36	0.33	0.33	0.62	0.59	0.60	0.57
P ₂ O ₅	0.19	0.21	0.23	0.16	0.15	0.18	0.15
Cr ₂ O ₃	0.05	0.13	0.15	0.17	0.10	0.18	0.20
NiO	0.026	0.030	0.027	0.026	0.025	0.027	0.025
<i>T</i> _{clс} , °C	1187	1217	1201	1213	1207	1216	1203
<i>F</i> _o	77.9	80.32	78.97	79.93	79.63	80.17	79.5
NiO _{Ol}	0.363	0.365	0.353	0.344	0.342	0.346	0.345
<i>K</i> _{cor}	1.051	0.992	1.024	0.984	1.001	0.976	1.002
<i>S</i> _{cor}	0.049	0.036	0.032	0.027	0.040	0.039	0.035
<i>Cl</i> _{cor}	0.030	0.039	0.036	0.003	0.003	0.005	0.003

Таблица 5. Окончание

Компоненты	XC51-9	XC51-11	XC51-12	XC51-13	XC51-14	XC51-16	XC51-17	XC51-18
SiO ₂	52.23	52.37	52.85	51.75	52.20	53.34	53.20	51.68
TiO ₂	1.65	1.73	1.64	1.45	1.82	1.39	1.64	1.69
Al ₂ O ₃	12.81	12.74	12.85	12.95	13.26	12.30	12.72	13.05
Fe ₂ O ₃	0.49	0.49	0.49	0.51	0.50	0.48	0.48	0.50
FeO	11.12	11.08	10.91	11.36	11.13	10.73	10.78	11.32
MnO	0.12	0.13	0.14	0.13	0.15	0.11	0.14	0.11
MgO	8.59	8.27	8.03	9.39	7.29	9.20	8.05	8.53
CaO	9.87	10.04	10.09	8.93	10.42	9.34	9.79	9.87
Na ₂ O	2.22	2.22	2.11	2.69	2.26	2.17	2.22	2.28
K ₂ O	0.55	0.57	0.53	0.52	0.59	0.57	0.56	0.59
P ₂ O ₅	0.16	0.15	0.16	0.15	0.19	0.14	0.19	0.15
Cr ₂ O ₃	0.17	0.19	0.18	0.15	0.20	0.20	0.21	0.20
NiO	0.028	0.027	0.025	0.033	0.022	0.033	0.026	0.029
<i>T</i> _{clс} , °C	1223	1214	1206	1253	1185	1241	1209	1222
<i>F</i> _o	80.84	80.26	79.86	82.14	78.01	82.23	80.07	80.57
NiO _{Ol}	0.353	0.355	0.341	0.379	0.322	0.386	0.354	0.366
<i>K</i> _{cor}	0.967	0.964	1.008	0.943	1.049	0.951	1.017	0.968
<i>S</i> _{cor}	0.038	0.032	0.041	0.038	0.032	0.035	0.051	0.021
<i>Cl</i> _{cor}	0.002	0.003	0.004	0.002	0.008	0.004	0.003	0.003

Примечание. *T*_{clс}, °C – температура равновесия с оливином-хозяином; *F*_o (мол.%) и NiO (мас. %) – состав оливина-хозяина; *K*_{cor} – корректировочный коэффициент для несовместимых элементов (см. текст); *S*_{cor}, *Cl*_{cor} – скорректированные содержания серы и хлора в расплаве.

первичных расплавов пересчитывались до его нижней (Gd PM min) и верхней (Gd PM max) границ. Полученные первичные расплавы (табл. 6) при атмосферном давлении равновесны с оливином *F*_{o84-87} (среднее 85.5) и по составу соответствуют толлитовым пикритам с содержанием SiO₂ = 48–49 мас. % (среднее 48.7) и MgO = 11–14 мас. % (среднее 12.7).

Условия образования первичных магм

Зная состав первичных расплавов, можно оценить условия их равновесия (давление и температуру) с мантийным источником. Обычно такой расчет производится на основе предположения об оливинсодержащем (перидотитовом) составе источника (Herzberg, O'Naga, 2002). Однако составы вкрапленников оливина гудчихинских пикритов свидетельствуют об отсутствии оливина в их мантийном источнике (см. выше и Sobolev et al., 2007). И действительно, определение ликвидусной ассоциации оцененных первичных расплавов на осно-

ве моделей оливин–расплав (Ford et al., 1983) и клинопироксен–расплав (Danyushevsky et al., 1996) с использованием программы Petrolog (Danyushevsky, 2001) показывает, что при давлениях выше 1.2–1.8 ГПа расплавы оказываются недосыщенными оливином и ликвидусной фазой становится клинопироксен. Но применение модели равновесия клинопироксен–расплав (Danyushevsky et al., 1996), калиброванной для низких давлений, при высоких давлениях требует специальной проверки. На рис. 12а приведены результаты такой проверки, которая выявила систематическое завышение температуры равновесия по сравнению с данными эксперимента. Величина температурной поправки значимо коррелирует с давлением и может быть легко учтена при коррекции *P-T* параметров ликвидуса первичных расплавов. Скорректированные данные показывают, что при давлениях выше 3 ГПа температура ликвидусного равновесия оцененных первичных расплавов с клинопироксеном становится значительно ниже “сухого” солидуса мантийного пери-

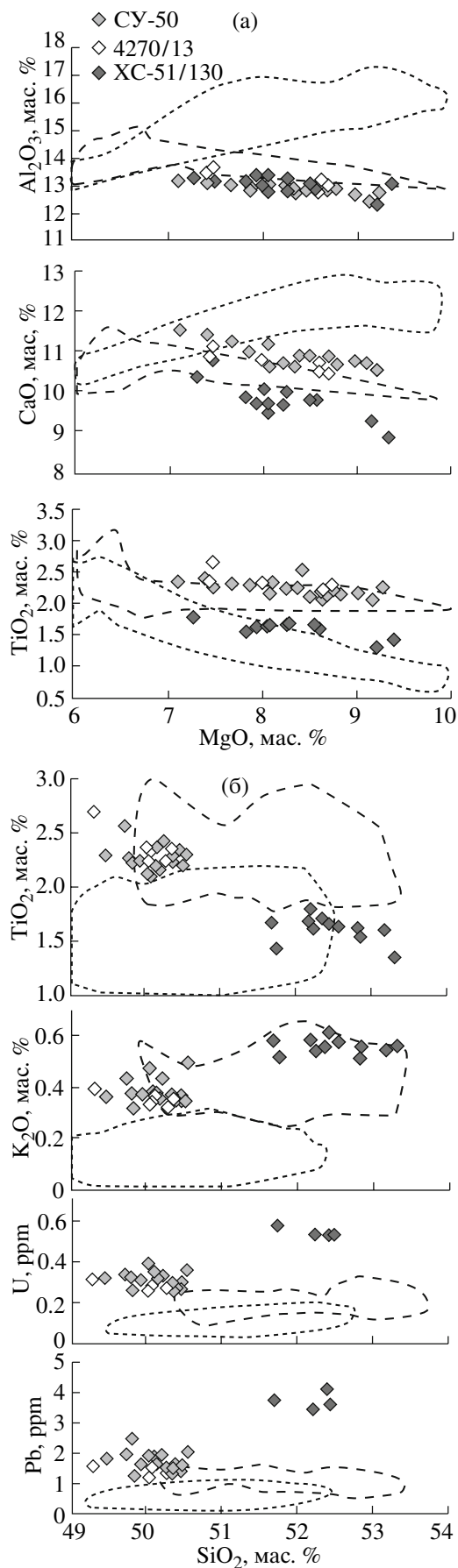


Рис. 7. Диаграммы составов захваченных расплавов во вкрапленниках оливина гудчихинских пикритов. Все составы пересчитаны до равновесия с оливином-хоэинном (см. текст). Точечной линией отмечено поле составов стекол базальтов срединно-океанических хребтов по данным PetDB <http://www.petdb.org/petdbWeb/index.jsp>; пунктирной линией – поле составов стекол вулкана Мауна Лоа, Гавайи, по данным GEOROC <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>.

дотита, но остается выше “сухого” солидуса пироксенита (рис. 12б). Это свидетельствует о возможности выплавления первичных трапповых расплавов из пироксенита на больших глубинах в условиях практического отсутствия плавления “сухого” перидотита. Следует специально отметить, что в реальности небольшие содержания CO_2 и H_2O в мантийном перидотите способны вызвать его частичное плавление низких степеней при пониженных температурах и высоких давлениях. В результате этого процесса образуются щелочные, недосыщенные SiO_2 , обогащенные несовместимыми элементами расплавы типа меймечитов или щелочных и субщелочных пикритов (Соболев и др., 1991; Рябчиков, 2003). Поэтому неудивительно присутствие таких расплавов в пределах провинции. Однако объем магматизма этого типа существенно ограничен, особенно в пределах Норильского района.

ОБСУЖДЕНИЕ

Потенциальная температура мантии

Предполагая вероятную мощность литосферы Сибирской платформы не менее 130 км (Arte-

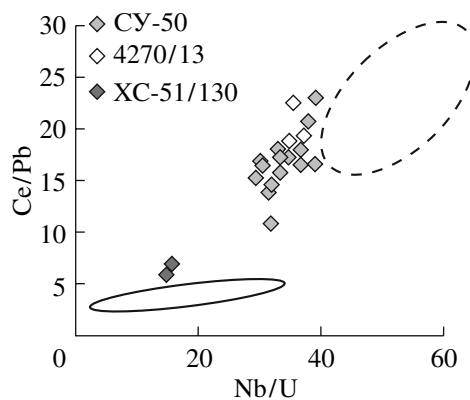


Рис. 8. Индикаторные отношения примесных элементов в расплавных включениях в оливине гудчихинских пикритов.

Пунктирной линией отмечено поле составов базальтов океанических островов по (Hofmann, 2002) и данным базы составов GEOROC <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>. Сплошной линией оконтурено поле составов кристаллических пород континентальной коры (Rudnick, 2002).

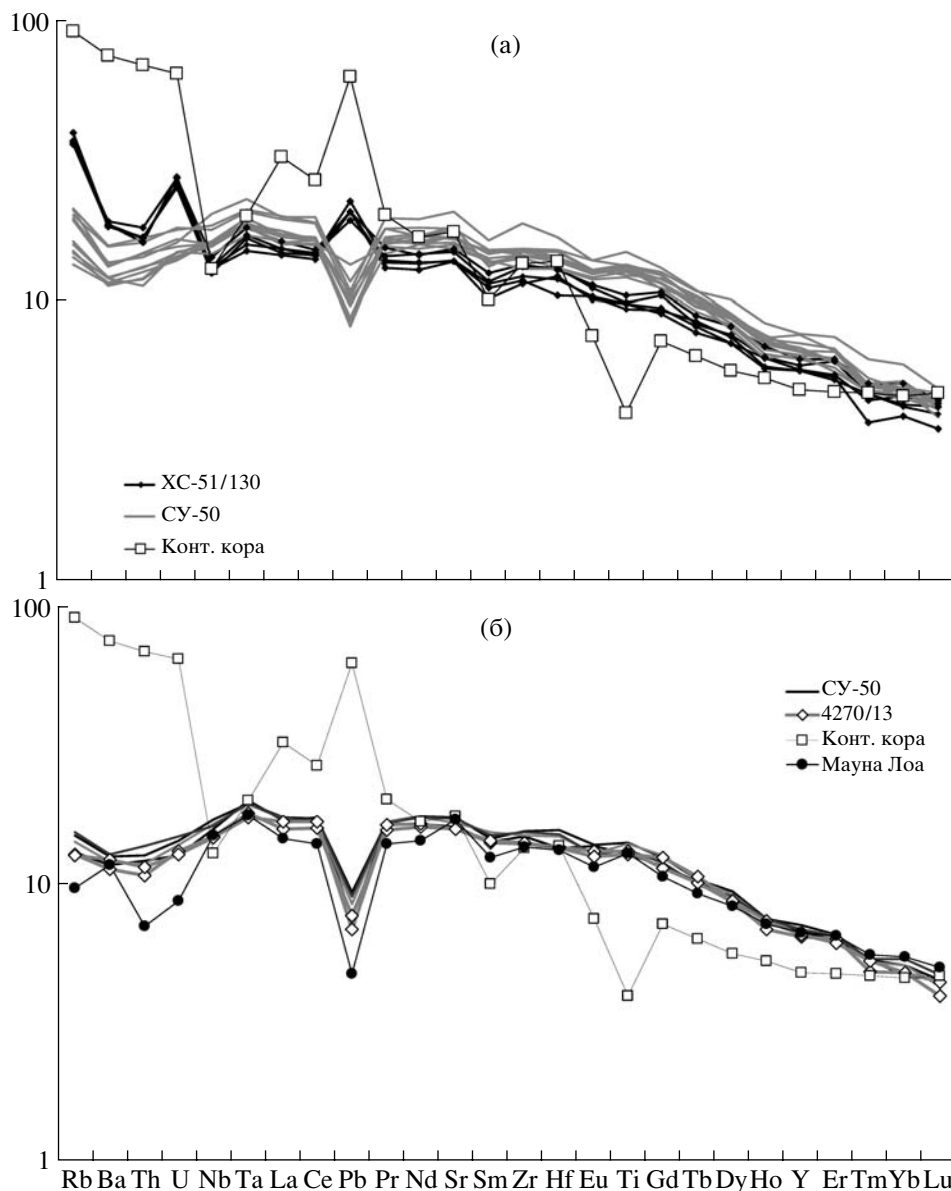


Рис. 9. Спектры содержаний несовместимых литофильных элементов в расплавных включениях в оливине гудчихинских пикритов.

(а) – составы контаминированных расплавов, (б) – составы слабоконтаминированных или неконтаминированных расплавов. Конт. кора – средний состав континентальной коры (Rudnick, 2002); Мауна Лоа – средний состав расплавных включений в оливине вулкана Мауна Лоа, Гавайи (Sobolev et al., 2005 и неопубликованные данные). Все содержания нормализованы к составу примитивной мантии (Hofmann, 1988).

mieva, Mooney, 2001), минимальную температуру образования гудчихинских первичных магм при давлении $P = 4$ ГПа можно оценить в 1540°C (рис. 12б). Учитывая адиабатический градиент мантийного вещества, равный $10^\circ\text{C}/\text{ГПа}$, эти условия отвечают минимальной потенциальной температуре мантии около 1500°C (McKenzie, Bickle, 1988). Оценка температуры сверху основана на использовании пересечения ликвидуса первичных гудчихинских магм с солидусом пи-

роксенита при $P = 5.5$ ГПа и $T = 1635^\circ\text{C}$ (рис. 12б). Полученная таким образом максимальная потенциальная температура составляет около 1580°C . Эти результаты близки, но несколько ниже оценок потенциальной температуры мантийных источников Сибирской трапповой провинции (1630 – 1660°C), полученных для субщелочных и толеитовых магм плато Путорана и щелочных пикритов и меймечитов Маймеча-Котуйской провинции (Рябчиков, 2003).

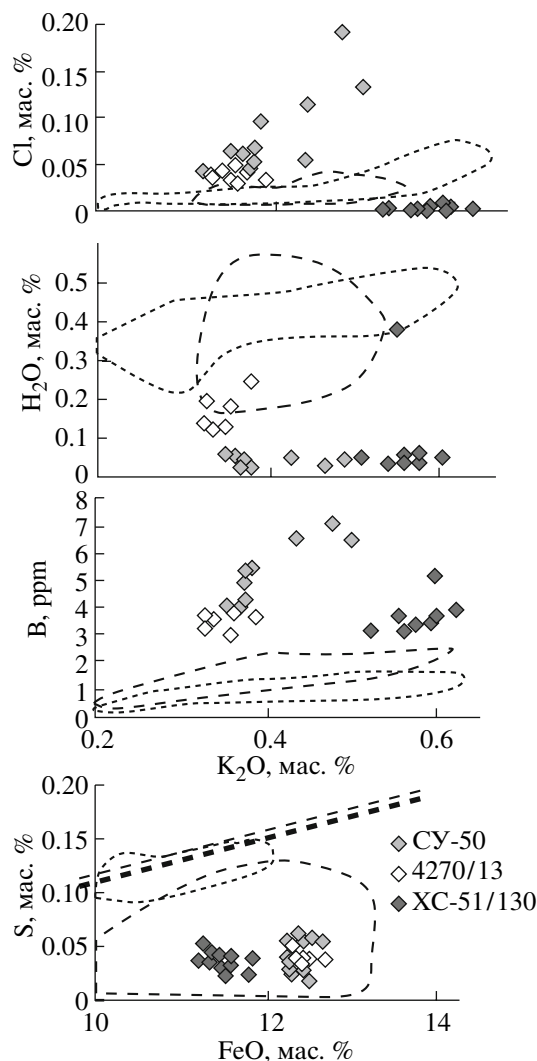


Рис. 10. Содержания летучих компонентов в расплавах, захваченных вкрапленниками оливина гудчихинских пикритов.

Пунктирной линией отмечено поле стекол вулкана Мауна Лоа, Гавайи, по данным базы составов GEO-ROC <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>, точечной линией обозначено поле стекол срединно-океанических базальтов без признаков контаминации морской водой по данным PetDB (<http://www.petdb.org/petdbWeb/index.jsp>). Поля стекол в координатах K_2O – B нанесены по неопубликованным данным исследования расплавных включений в оливине А.В. Соболева. Двойной пунктирной линией показана область насыщения серой по данным (Mathez, 1976).

Мантейная струя или нет?

По сравнению с температурой конвектирующей верхней мантии (до $1350^{\circ}C$ по White, McKenzie, 1995; Herzberg, O'Hara, 2002) установленные магмы перегреты на 150 – $230^{\circ}C$. Это является прямым доказательством плюмового происхождения Сибирской БМП и совпадает с выводами ряда предыдущих работ (Соболев и др.,

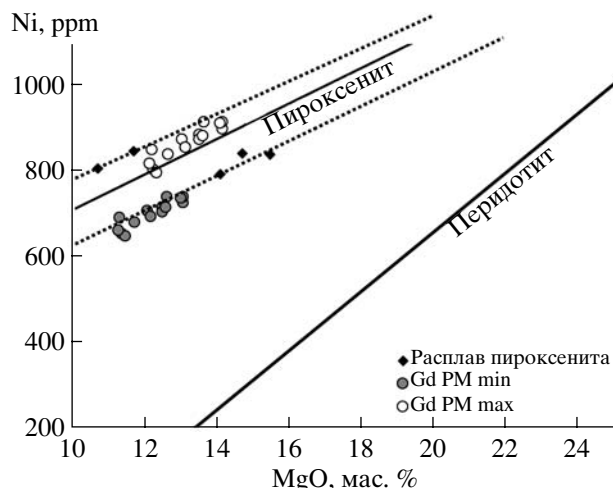


Рис. 11. Содержания MgO – Ni в первичных расплавах магм гудчихинской свиты (показаны серыми кружками).

Пунктирными линиями показано поле составов расплавов безоливиновых пироксенитов. Сплошными линиями отмечены рассчитанные составы расплавов пироксенита и перидотита по данным (Sobolev et al., 2005). Экспериментальные данные о содержаниях MgO и Ni в расплавах пироксенита (черные ромбы) показаны по (Sobolev et al., 2007). Gd PM max, min – рассчитанные составы первичных расплавов пород гудчихинской свиты, отвечающие верхней и нижней границе составов расплавов пироксенита соответственно.

1991; Wooden et al., 1993; Lightfoot et al., 1993; Рябчиков, 2003). Согласно данным настоящей работы, мантейная струя, образовавшая Сибирскую трапповую провинцию, имела потенциальную температуру около 1500 – $1580^{\circ}C$, которая была близка к температуре Гавайской мантейной струи – 1500 – $1600^{\circ}C$ (Sobolev et al., 2005). Дополнительным независимым свидетельством участия мантейной струи (плюма) в образовании сибирских траппов является состав неконтаминированных гудчихинских расплавов (рис. 9б). По своим характеристикам, и в том числе по отношениям изотопов $^{143}Nd/^{144}Nd$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$, они также близки к расплавам Гавайской классической мантейной струи (Wooden et al., 1993).

Состав мантейного источника

Замечательной особенностью изученных БМП (Sobolev et al., 2007) являются широкие вариации вклада реакционного пироксенита в первичные расплавы в пределах провинций (рис. 13). Для Сибирской трапповой провинции на основе детального исследования пикритов Норильского региона удалось установить, что эта характеристика изменяется во времени (рис. 2, 5). Начальный этап развития этой провинции (гудчихинская свита) характеризуется плавлением практически чистого пироксенитового компонента. В расплавах, сформировавших породы

Таблица 6. Составы первичных расплавов гудчихинской свиты

Компоненты	СУ-50-3	СУ50-10	СУ50-201	СУ50-202	СУ50-204	СУ50-205	СУ50-206
PM min							
SiO ₂	48.93	49.02	48.93	48.92	48.96	49.07	48.69
TiO ₂	1.99	2.04	2.09	2.14	2.02	2.08	2.05
Al ₂ O ₃	11.30	11.30	11.56	11.59	11.26	11.43	11.11
Fe ₂ O ₃	0.54	0.54	0.55	0.55	0.54	0.54	0.55
FeO	12.20	12.24	12.36	12.37	12.18	12.26	12.31
MnO	0.11	0.11	0.12	0.12	0.11	0.11	0.12
MgO	12.48	12.05	11.29	11.34	12.48	11.70	12.61
CaO	9.45	9.70	10.18	10.12	9.45	9.98	9.79
Na ₂ O	2.02	2.04	1.99	1.91	2.01	1.85	1.80
K ₂ O	0.32	0.31	0.31	0.31	0.33	0.32	0.31
P ₂ O ₅	0.18	0.19	0.17	0.20	0.19	0.18	0.20
Cr ₂ O ₃	0.16	0.16	0.16	0.14	0.16	0.18	0.16
H ₂ O	0.21	0.21	0.20	0.20	0.21	0.21	0.21
S, ppm	372	222	349	467	454	256	535
Cl, ppm	356	409	315	355	410	387	374
Ni, ppm	717	709	694	655	708	682	742
T, °C	1270	1261	1242	1242	1269	1249	1269
lg f _{O₂}	-9.4	-9.5	-9.7	-9.7	-9.4	-9.6	-9.4
dNNO	-2.5	-2.6	-2.6	-2.6	-2.5	-2.6	-2.5
Fo, мол. %	85.5	85	84	84	85.5	84.5	85.5
NiO _{Ol}	0.75	0.78	0.81	0.76	0.74	0.77	0.77
Ol, %	12.0	11.9	11.9	11.2	11.7	11.5	12.8
PM max							
SiO ₂	48.65	48.76	48.69	48.68	48.68	48.82	48.42
TiO ₂	1.93	1.99	2.03	2.08	1.96	2.02	1.99
Al ₂ O ₃	10.96	10.97	11.25	11.28	10.91	11.12	10.77
Fe ₂ O ₃	0.54	0.55	0.55	0.55	0.54	0.55	0.55
FeO	12.22	12.27	12.40	12.42	12.20	12.29	12.33
MnO	0.10	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11
MgO	13.51	13.02	12.17	12.22	13.50	12.62	13.63
CaO	9.16	9.42	9.92	9.85	9.16	9.70	9.49
Na ₂ O	1.96	1.99	1.94	1.86	1.95	1.80	1.74
K ₂ O	0.31	0.30	0.30	0.30	0.32	0.31	0.30
P ₂ O ₅	0.18	0.18	0.17	0.19	0.19	0.17	0.19
Cr ₂ O ₃	0.16	0.16	0.16	0.14	0.16	0.18	0.16
H ₂ O	0.21	0.20	0.20	0.20	0.21	0.21	0.20
S, ppm	361	216	340	455	440	249	518
Cl, ppm	345	397	306	346	397	376	362
Ni, ppm	887	877	853	806	875	840	917
T, °C	1292	1282	1262	1262	1291	1270	1291
lg f _{O₂}	-9.1	-9.2	-9.5	-9.4	-9.1	-9.4	-9.1
dNNO	-2.5	-2.6	-2.6	-2.6	-2.5	-2.5	-2.5
Fo, мол. %	86.5	86	85	85	86.5	85.5	86.5
NiO _{Ol}	0.85	0.87	0.92	0.86	0.83	0.87	0.86
Ol, %	14.7	14.4	14.2	13.6	14.4	13.9	15.5

Таблица 6. Окончание

Компоненты	СУ50-208	4270-1	4270-2	4270-3	4270-4	4270-5	4270-6	Средн.	ст. откл.
PM min									
SiO ₂	48.51	48.69	48.76	48.04	49.03	48.86	48.68	48.79	0.26
TiO ₂	1.95	2.03	1.99	2.38	2.10	1.98	2.08	2.07	0.10
Al ₂ O ₃	11.18	11.23	11.59	11.92	11.89	11.11	11.58	11.43	0.25
Fe ₂ O ₃	0.55	0.54	0.54	0.56	0.55	0.54	0.55	0.55	0.01
FeO	12.31	12.23	12.26	12.67	12.31	12.19	12.36	12.30	0.12
MnO	0.11	0.11	0.12	0.12	0.14	0.12	0.13	0.12	0.01
MgO	13.05	13.04	12.55	11.43	11.24	13.00	12.14	12.17	0.63
CaO	9.48	9.22	9.39	9.88	9.74	9.44	9.53	9.67	0.28
Na ₂ O	1.92	1.90	1.94	2.03	2.17	1.90	2.06	1.97	0.09
K ₂ O	0.28	0.32	0.30	0.34	0.32	0.29	0.29	0.31	0.02
P ₂ O ₅	0.19	0.21	0.18	0.21	0.17	0.18	0.20	0.19	0.01
Cr ₂ O ₃	0.20	0.17	0.08	0.11	0.04	0.11	0.14	0.14	0.04
H ₂ O	0.18	0.21	0.20	0.23	0.21	0.19	0.19	0.20	0.01
S, ppm	157	337	339	329	437	319	286	347	95
Cl, ppm	372	358	376	296	268	339	318	352	38
Ni, ppm	728	742	716	651	665	739	695	703	29
T, °C	1282	1280	1271	1245	1244	1280	1263	1262	14
lg f _{O₂}	-9.2	-9.2	-9.3	-9.6	-9.7	-9.2	-9.4	-9.4	0.2
dNNO	-2.5	-2.5	-2.5	-2.6	-2.6	-2.5	-2.5	-2.5	0
Fo, мол. %	86	86	85.5	84	84	86	85	85.0	0.8
NiO _{Ol}	0.72	0.74	0.75	0.75	0.79	0.74	0.75	0.76	0.02
Ol, %	12.0	12.2	11.2	11.4	10.9	12.3	11.8	11.8	0.5
PM max									
SiO ₂	48.23	48.41	48.50	47.82	48.79	48.57	48.43	48.53	0.25
TiO ₂	1.89	1.96	1.93	2.31	2.05	1.91	2.02	2.01	0.10
Al ₂ O ₃	10.81	10.86	11.23	11.60	11.58	10.74	11.25	11.10	0.27
Fe ₂ O ₃	0.55	0.54	0.55	0.56	0.55	0.54	0.55	0.55	0.01
FeO	12.31	12.23	12.27	12.70	12.36	12.20	12.38	12.33	0.13
MnO	0.10	0.11	0.11	0.12	0.14	0.12	0.12	0.11	0.01
MgO	14.14	14.13	13.58	12.31	12.11	14.08	13.11	13.15	0.71
CaO	9.17	8.92	9.10	9.62	9.49	9.13	9.25	9.39	0.29
Na ₂ O	1.86	1.83	1.88	1.98	2.11	1.84	2.00	1.91	0.09
K ₂ O	0.27	0.30	0.29	0.33	0.31	0.28	0.28	0.30	0.02
P ₂ O ₅	0.18	0.20	0.17	0.21	0.16	0.18	0.19	0.18	0.01
Cr ₂ O ₃	0.19	0.17	0.08	0.10	0.04	0.11	0.13	0.14	0.04
H ₂ O	0.18	0.20	0.19	0.22	0.20	0.18	0.19	0.20	0.01
S, ppm	152	326	329	321	425	308	277	337	93
Cl, ppm	360	347	364	288	261	327	309	342	37
Ni, ppm	900	918	886	799	819	915	857	868	38
T, °C	1305	1303	1293	1265	1264	1303	1285	1283	15
lg f _{O₂}	-9.0	-9.0	-9.1	-9.4	-9.4	-9.0	-9.2	-9.2	0.2
dNNO	-2.5	-2.5	-2.5	-2.5	-2.5	-2.5	-2.5	-2.5	0
Fo, мол. %	87	87	86.5	85	85	87	86	86.0	0.8
NiO _{Ol}	0.81	0.82	0.84	0.85	0.89	0.83	0.84	0.85	0.03
Ol, %	14.9	15.1	13.9	13.7	13.2	15.2	14.4	14.4	0.6

Примечание. T, °C и lg f_{O₂} – равновесная температура и летучесть кислорода соответственно; dNNO – отклонения летучести кислорода от буфера Ni-NiO. Fo и NiO_{Ol} (мас. %) – состав равновесного оливина; Ol, % – количество добавленного оливина, мас. %; жирным выделено среднее арифметическое составов первичных расплавов; ст. откл. – стандартное отклонение от среднего арифметического значения.

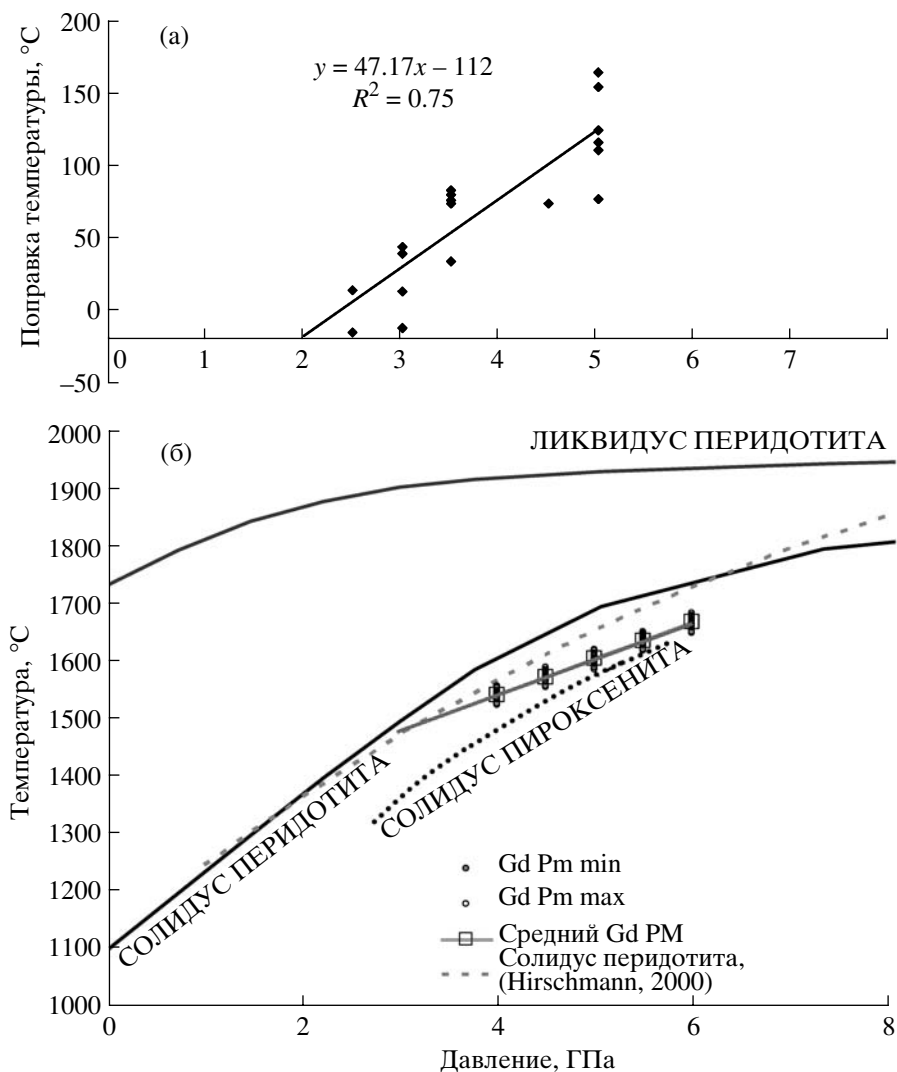


Рис. 12. Оценка P - T условий образования первичных пород гудчихинской свиты.

(а) – разница расчетной и экспериментальной температур равновесия расплав– кальциевый пироксен для экспериментов плавления пироксенитов (Kogiso et al., 2003; Tuff et al., 2005; Yaxley, Sobolev, 2007; Sobolev et al., 2007). Показано уравнение линейной регрессии с коэффициентом линейной корреляции (R).

(б) – результаты оценки ликвидусной температуры первичного расплава гудчихинской свиты.

Сплошными линиями показаны ликвидус и солидус примитивного перидотита по (McKenzie, Bickle, 1988), коротким серым пунктиром отмечен солидус примитивного перидотита по (Hirschmann, 2000), точечной линией показан солидус пироксенита, экстраполированный по данным (Sobolev et al., 2007). Gd PM max, min – расчетный ликвидус первичных расплавов пород гудчихинской свиты, отвечающих верхней или нижней границе составов расплавов пироксенита на рис. 11 соответственно. Температуры рассчитаны по модели (Danyushevsky et al, 1996) с учетом поправки, вычисленной по уравнению на рис. 12а. Средний Gd PM – ликвидус среднего арифметического состава всех рассчитанных первичных расплавов гудчихинской свиты.

последующих свит, количество пироксенита убывает (40 мас. % в туклонской свите, 60 мас. % в надеждинской свите).

Необходимо отметить, что оценки доли пироксенитового компонента в расплавах туклонской и надеждинской свит следует рассматривать как максимальные из-за возможного эффекта фракционирования этих магм, о чем свидетельствует железистый состав оливинов этих пород (максимальная магнезиальность оливина не вы-

ше Fo_{80}). Такой процесс с участием клинопироксена и оливина может приводить к занижению отношения Mn/Fe и завышению отношения $Ni/(Mg/Fe)$ в оливине и, следовательно, к переоценке роли пироксенитового компонента (Sobolev et al., 2007, 2008). Это предостережение не относится к породам гудчихинской свиты, в которых присутствует магнезиальный оливин и для которых чисто пироксенитовый состав источника представляется достоверным.

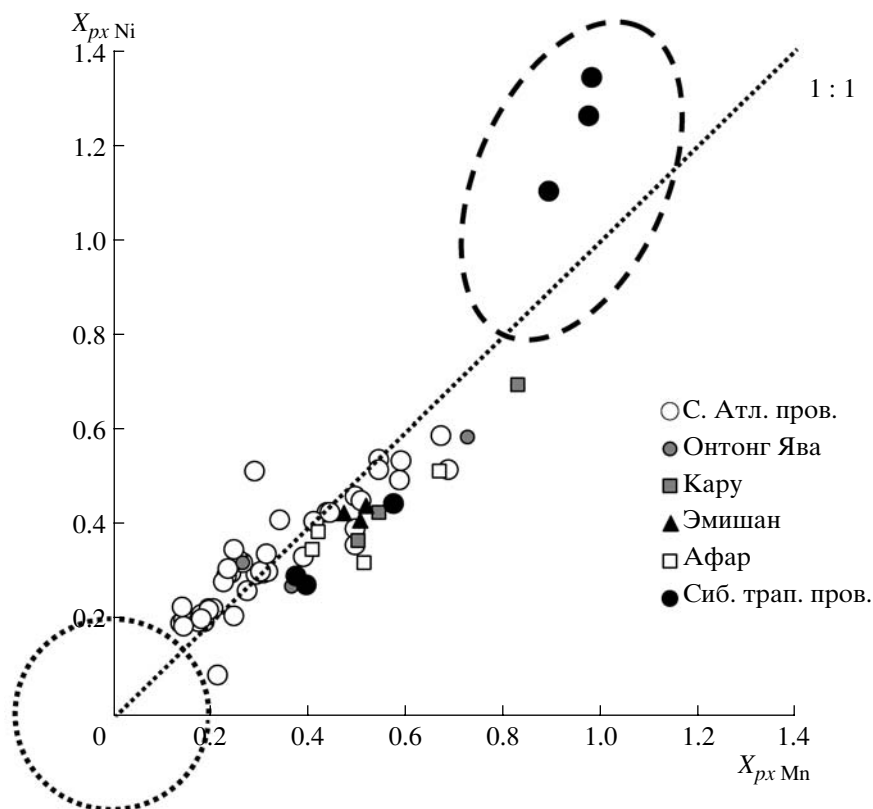


Рис. 13. Доли расплавов пироксенитового компонента (X_{px}) в магмах БМП, рассчитанные по составу вкрапленников оливина (Sobolev et al., 2007).

$X_{px Mn}$ – линейная функция отношения Mn/Fe в оливине, а $X_{px Ni}$ – линейная функция отношения NiO/(MgO/FeO) в оливине (Sobolev et al., 2008). Полями показаны области составов оливина, равновесного при низких давлениях с продуктами плавления перидотита (точечный пункт) и пироксенита (пунктир) по (Sobolev et al., 2007). С. Атл. пров. – Северо-Атлантическая провинция; Сиб. трап. пров. – Сибирская трапповая провинция.

Таким образом, можно констатировать, что начало возникновения Сибирской БМП напрямую связано с присутствием рециклированной коры в мантийном источнике. Это можно объяснить большей легкоплавкостью рециклированного материала по сравнению с перидотитом (рис. 14а). Предположим, что две одинаковых мантийных струи типа Гавайской с одинаковой потенциальной температурой 1550°C подходят к подошве литосферы разного возраста и разной мощности – древней и мощной континентальной (130 км), как в случае Сибирской платформы (рис. 14б), и более молодой и менее мощной океанической (90–100 км), как в случае Гавайских островов (рис. 14в). Литосфера является препятствием на пути восходящего потока вещества мантии, и поэтому ее мощность определяет минимальное давление декомпрессионного плавления, происходящего в этом потоке. Допустим, что обе мантийные струи содержат равное количество рециклированного вещества в форме эклогита. Такое предположение вполне оправданно, поскольку положительная плавучесть мантийного вещества с тяжелым эклогитом прямо зависит от его темпе-

ратуры, т.е. потенциальной температуры мантийной струи (Pertermann, Hirschmann, 2003). Моделирование показывает, что рециклированный коровый материал (эклогит) будет плавиться на глубинах 170–150 км, образуя андезитовый расплав, который будет реагировать с перидотитом, формируя реакционный пироксенит (Sobolev et al., 2005). После плавления эклогита должен образоваться тугоплавкий остаток, обогащенный магнезиальным гранатом, который не участвует далее в процессах плавления. На глубинах 150–120 км будет плавиться уже реакционный пироксенит, а начиная с глубин 100 км и менее, в реакцию плавления вступает и перидотит. Очевидно, что в случае мощной континентальной литосферы магматизм данной мантийной струи будет определяться исключительно плавлением реакционного пироксенита – производного рециклированного корового материала (рис. 14б). В случае менее мощной литосферы, наряду с пироксенитом будет плавиться и перидотит (рис. 14в). Доля перидотита будет увеличиваться при прочих равных условиях с уменьшением мощности литосферы.

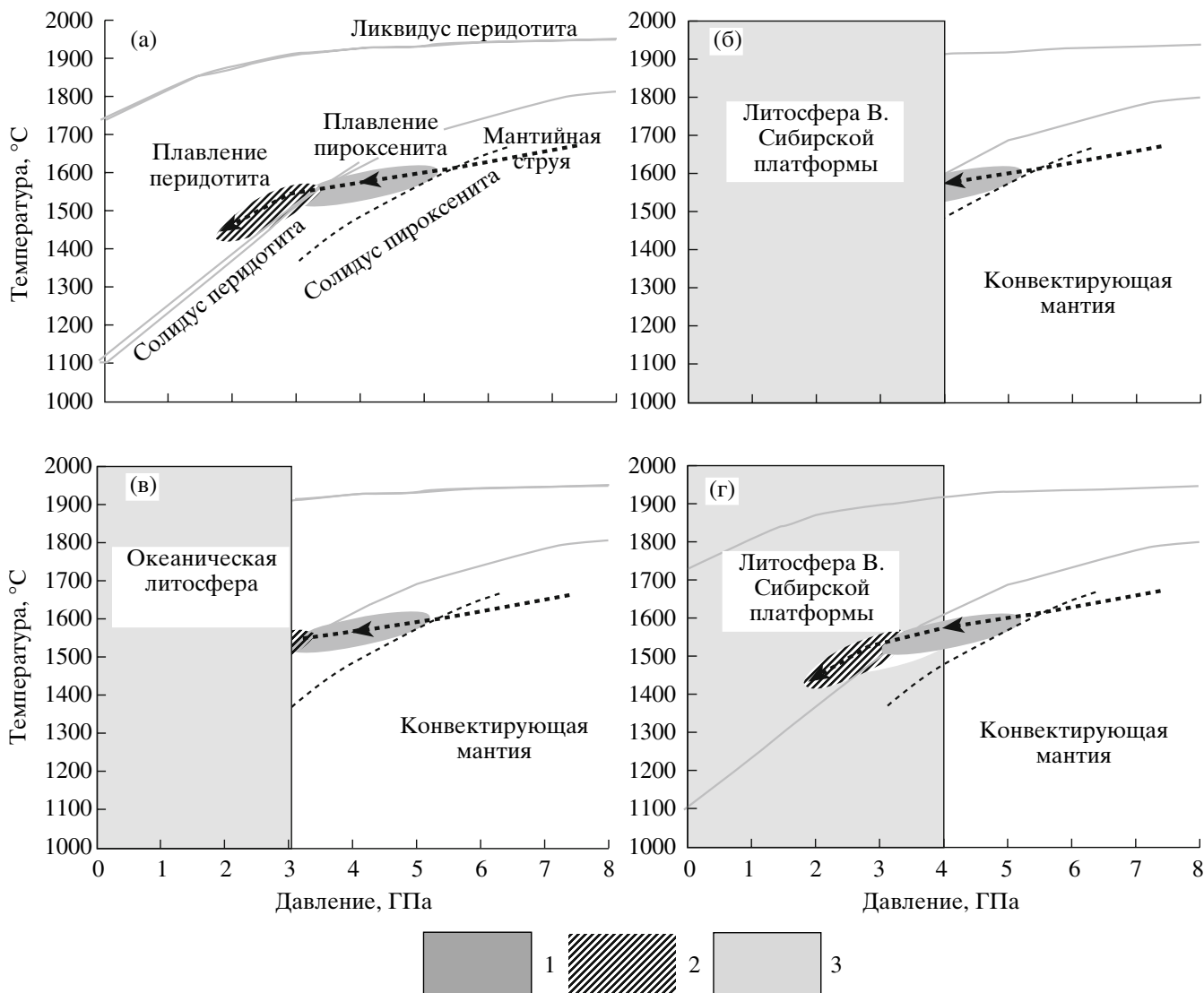


Рис. 14. Схематическая модель образования магм в мантийной струе под литосферой разной мощности.

Положение ликвидуса и солидуса перидотита и солидуса пироксенита показаны согласно рис. 12б. Поля: 1 – область плавления пироксенита (в соответствии с рис. 12б), 2 – область плавления перидотита, 3 – литосфера разной мощности.

Эта простая схема хорошо объясняет различия между продуктами магматизма Гавайской мантийной струи и начального этапа развития Сибирской трапповой провинции. Идея этой модели была высказана в работе (Sobolev et al., 2005), а месяцем позже была опубликована сходная гипотеза образования ферропикритов континентальных БМП (Tuff et al., 2005).

Дальнейшая эволюция сибирских траппов предполагает вовлечение значительного количества расплава мантийного перидотита при давлениях ниже 3 ГПа (рис. 2, 14г). Этот процесс должен был происходить исключительно быстро, возможно катастрофически, так как смена мантийного источника фиксируется в продуктах кристаллизации разных магм, расположенных друг

над другом всего в 150-метровом интервале стратиграфической последовательности лав, что составляет менее 5% мощности всего разреза туфолоавовой толщи Норильского региона (рис. 2). Причиной такой катастрофы могло послужить отслоение и обрушение части континентальной литосферы, так называемая “деламинация” (Elkins-Tanton, 2005). При этом “спусковым механизмом” такого процесса могло стать внедрение гудчихинских магм, сформировавших эклогитовые интрузивы на глубинах более 60 км в континентальной литосфере. Такие образования способны значительно прогреть и утяжелить литосферу, вызвать ее гравитационную дестабилизацию и обрушение в короткий промежуток времени (Elkins-Tanton, Nager, 2000). Из этого следует, что ис-

ходный объем родоначального расплава провинции мог существенно превосходить наблюдаемый объем лав гудчихинской свиты (почти 15000 км³; Fedorenko et al., 1996) за счет продуктов его глубокой кристаллизации.

Общий вклад продуктов плавления пироксенита в магматизм Сибирской трапповой провинции может быть оценен в 40–50 мас. % на основе представленных данных и исходя из предположения, что изученные туклонские пикриты образовались из низкотитанистых примитивных магм главного типа сибирских траппов.

Предложенный ранее механизм инициирования процесса отслоения и обрушения континентальной литосферы (Elkins-Tanton, Hager, 2000) не мог удовлетворительно объяснить образование необходимых значительных объемов магм под мощной континентальной литосферой. В настоящей работе на основе данных о составах оливина и родоначального расплава гудчихинских пикритов мы предлагаем такое объяснение: плавление легкоплавких мантийных неоднородностей (пироксенитов).

Пироксенитовый источник и рудоносность сибирских траппов

Как было показано выше, изучение расплавленных включений в оливине наименее контаминированных пород позволило определить состав исходных магм раннего этапа развития Сибирской трапповой провинции. Эти расплавы соответствовали толеитовым пикритам, были резко недосыщены серой (рис. 10), содержали высокие концентрации Ni и Cu (рис. 15). Эти свойства явились следствием специфического состава источника этих магм – безоливинового пироксенита, возникшего в результате реакции рециклированной океанической коры и мантийного перидотита. Поскольку такой пироксенит изначально обеднен серой и легко достигает высоких степеней плавления (Sobolev et al., 2007), при которых рстит не содержит сульфидного расплава, оливина и шпинели, продукты плавления пироксенита должны быть богаты халькофильными и сидерофильными элементами и бедны серой (Sobolev et al., 2008). Следовательно, присутствие пироксенита в источнике магм сибирских траппов могло сыграть решающую роль в происхождении высоких концентраций Ni, Cu, элементов платиновой группы и низких содержаний серы в родоначальных трапповых магмах. Кроме того, резкая недосыщенность трапповых магм серой также исключила возможность раннего рассеяния этих элементов посредством фракционирования сульфидного расплава. Так, на рис. 15 хорошо видно, что медь в гудчихинских расплавах накапливается с уменьшением содержания магния, подобно несовместимым элементам, в отличие от базальтов срединно-океанических хребтов, в которых она буферизируется

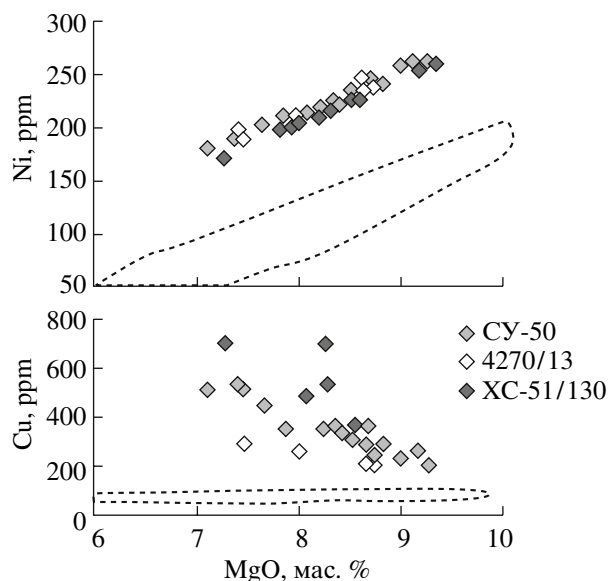


Рис. 15. Содержания рудных элементов в захваченных расплавах во вкрапленниках оливина гудчихинских пикритов.

Все составы пересчитаны до равновесия с оливином-хозяином (см. текст). Точечным контуром отмечено поле составов стекол базальтов срединно-океанических хребтов по данным PetDB <http://www.petdb.org/petdbWeb/index.jsp>.

сульфидным расплавом. Поведение элементов платиновой группы должно быть идентичным поведению меди в силу их выраженной халькофильности. Источником серы сульфидных руд, очевидно, была континентальная кора и собственная сера магм, накопленная при их глубоком фракционировании (Naldrett et al., 1992). Таким образом, пироксенитовый источник Сибирской трапповой провинции, возможно, был необходимой предпосылкой появления уникальных промышленных сульфидно-никелевых месторождений Норильского региона.

О роли сибирских траппов в массовом вымирании жизни на границе палеозойской и мезозойской эр

Формирование провинции – в пределах точности многочисленных датировок – совпадает с крупнейшим массовым вымиранием жизни 251 млн. лет назад, на границе палеозойской и мезозойской эр, и поэтому выдвигается в качестве главной причины катастрофы (Campbell et al., 1992; Kamo et al., 2003; White, Saunders, 2005). Основным механизмом последней считается выброс парниковых газов CO₂, H₂S, SO₂ и соединений Cl в атмосферу. Результаты данной работы дают первые оценки содержаний летучих компонентов в первичных магмах пироксенитового источника, вероятно, образующих около половины объема

магм провинции (см. выше раздел “Состав мантийного источника”).

По сравнению с расплавами близкой магнетицильности реконструированные магмы характеризуются довольно низкими содержаниями H_2O , CO_2 и серы и сами по себе вряд ли могли быть источником значительных концентраций этих газов, за исключением, возможно, CO_2 (Рябчиков и др., 2004). Содержание же хлора в исходных трапповых магмах значительно выше, чем в типичных мантийных расплавах (рис. 10). Более того, это содержание многократно возрастает в процессе эволюции магм, вероятно, за счет их взаимодействия с эвапоритами. Моделирование влияния магматизма сибирских траппов на экологию, проведенное в работе (Beerling et al., 2007), привело авторов к выводу, что комбинированный эффект дегазации HCl из магм и газоотделения при нагреве осадочных углей мог вызвать 70–85%-ное истощение стратосферного озонового слоя и летальные мутации растительного мира под воздействием ультрафиолетового излучения. В расчетах применялась оценка валовой дегазации сибирских траппов HCl в 2.2×10^6 Тг, основанная на объеме траппового магматизма 4×10^6 км³ и на концентрациях Cl из базальтов провинции реки Колумбия, США. Для того же объема магматизма минимальная оценка эмиссии HCl , основанная на концентрации Cl в первичных гудчихинских магмах (310 ppm, табл. 6) и содержании Cl в магмах перидотитового источника (100 ppm, Saal et al., 2002), составляет 2.3×10^6 Тг. С учетом накопления Cl в расплаве при кристаллизации вкрапленников реальная величина эмиссии будет существенно больше – 3.8×10^6 Тг, предполагая, что средний базальт Сибирской трапповой провинции претерпел 40%-ную кристаллизацию. Для контаминированных расплавов образца СУ-50 (рис. 10, табл. 4) эта оценка увеличится еще в несколько раз. Следовательно, результаты данной работы свидетельствуют о том, что реальная эмиссия HCl сибирских траппов могла быть значительно больше, чем учитывалось в моделировании (Beerling et al., 2007), а воздействие на природу этого процесса, соответственно, еще драматичнее, чем предполагалось ранее.

Таким образом, высокие исходные содержания Cl в магмах и их взаимодействие с континентальной корой, особенно с ее осадочной частью, богатой эвапоритовыми отложениями, могли привести к значительной эмиссии HCl и катастрофическому воздействию на среду обитания.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. На основе изучения вкрапленников оливина и содержащихся в них расплавных включений и шпинелей из пикритов гудчихинской свиты, а также вкрапленников оливина и геохимии пород туклонской и надеждинской свит Норильского

региона определены состав, условия образования и эволюции родоначальных расплавов и мантийных источников магм Сибирской трапповой провинции.

2. Вкрапленники оливина всех изученных образцов характеризуются избытком Ni и недостатком Mn по сравнению с оливином, равновесным с расплавами - продуктами частичного плавления перидотита, что свидетельствует о существенной роли неперидотитового вещества (безоливинового пироксенита) в их мантийном источнике. По составу оливина установлено, что начало магматизма провинции (гудчихинская свита) было связано исключительно с плавлением пироксенитового источника (100 мас. %), образованного в результате взаимодействия древней рециклированной океанической коры с мантийным перидотитом. В ходе дальнейшей эволюции магматической системы (формирование туклонской и надеждинской свит) происходило быстрое снижение доли пироксенитового компонента в источнике (соответственно до 40 и 60 мас. %) за счет вовлечения в плавление перидотитового вещества. Формирование магм сопровождалось их значительной контаминацией континентальной корой. Общий вклад продуктов плавления пироксенита в магматизм Сибирской трапповой провинции может быть оценен в 40–50 мас. %.

3. По данным изучения включений расплава и шпинели в оливине кристаллизация примитивных магм гудчихинской свиты происходила в приповерхностных условиях при температурах 1270–1170°C, летучести кислорода на 2.5–3 порядка ниже буфера $Ni-NiO$ и сопровождалась их контаминацией кислыми континентальными породами и эвапоритами.

4. Наименее контаминированные родоначальные расплавы гудчихинских магм соответствовали толеитовым пикритам с содержанием $MgO = 11-14$ мас. %, были резко недосыщены серой, имели низкие (менее 0.25 мас. %) концентрации воды и углекислоты и необычно высокие содержания Cl (более 300 ppm) и по составу были близки к гавайским толеитам. Они явились результатом плавления пироксенитового источника на глубине 130–180 км в мантийной струе с потенциальной температурой 1500–1580°C.

5. Пироксенитовый компонент в источнике магм сибирских траппов вследствие его легкоплавкости обусловил образование крупных объемов расплава под мощной континентальной литосферой, которые, возможно, послужили спусковым механизмом ее катастрофического обрушения. Этот же компонент, не содержащий сульфидов и оливина в рестиите, сыграл решающую роль в происхождении высоких концентраций Ni , Cu , элементов платиновой группы и низких содержаний серы в родоначальных трапповых магмах, а также исключил возможность раннего рассеяния этих элементов посредством фракционирования сульфидного расплава.

б. Высокие исходные содержания Cl в магмах и контаминация расплавов эвапоритами могли быть причиной значительного выброса HCl в атмосферу, приведшего к массовому вымиранию жизни на границе палеозойской и мезозойской эр.

Благодарности. Авторы выражают благодарность К.-П. Йохуму и Б. Штоль (Институт Химии им. Макса Планка, г. Майнц, Германия) за помощь в анализе включений методом индуктивно связанной плазмы с лазерным пробоотбором, Г. Брау (Университет им. Гёте, г. Франкфурт-на-Майне, Германия) за предоставленную возможность проведения экспериментов в вертикальной закалочной печи с контролируемой фугитивностью кислорода, О.Б. Кузьминой (Институт Химии им. Макса Планка, г. Майнц, Германия) за помощь в пробоподготовке, И.А. Рощиной, Т.В. Ромашовой (ГЕОХИ РАН, Москва), Д.З. Журавлеву (ИМГРЕ, Москва) за анализ пород, В.Б. Наумову (ГЕОХИ РАН, Москва) за конструктивные критические замечания.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке программы № 4 Отделения наук о Земле РАН, Российского фонда фундаментальных исследований (проекты №№ 06-05-65234 и 07-05-01007) и программы Президента РФ “Ведущие научные школы России” (НШ-150.2008.5).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Геологическая карта Норильского района масштаба 1 : 200000. Гл. ред. М.Л. Шерман. Москва. Роскомитет по геологии и использованию недр, 1991.

Додин Д.А., Батуев Б.Н., Митенков Г.А. и др. Атлас пород и руд Норильских медно-никелевых месторождений. Л.: Недра, 1971. С. 560.

Дюжиков О.А., Дистлер В.В., Струнин Б.М. и др. Геология и рудоносность Норильского района. М.: Недра, 1988. С. 388.

Золотухин В.В., Виленский А.М., Дюжиков О.А. Базальты Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1986. С. 245.

Криволицкая Н.А., Соболев А.В., Михайлов В.Н., Рощина И.А. Новые данные о формационной принадлежности пикритовых базальтов Норильского района // Докл. АН. 2005. Т. 403. № 1. С. 67–81.

Масайтис В.Л. Пермский и триасовый вулканизм Сибири: проблемы динамических реконструкций // ЗВМО. 1983. Ч. СХІІ. Вып. 4. С. 412–425.

Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П. Магматические горные породы Норильского района. Т.1 Петрология траппов. Новосибирск: Нонпарель, 2000. С. 308.

Рябчиков И.Д. Механизмы и условия магмообразования в мантийных плюмах // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 548–555.

Рябчиков И.Д., Козарко Л.Н., Нтафлос Т. Ювенильный поток углекислоты и причины глобальных изменений окружающей среды на границе пермь–триас // Геохимия. 2004. Т. 399. С. 815–817.

Соболев А.В. Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология. 1996. Т. 4. С. 228–239.

Соболев А.В., Слуцкий А.Б. Состав и условия кристаллизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм // Геофизика. 1984. № 12. С. 97–110.

Соболев А.В., Каменецкий В.С., Кононова Н.Н. Новые данные по петрологии сибирских меймечитов // Геохимия. 1991. № 8. С. 1084–1095.

Соболев В.С. Петрология траппов Сибирской платформы // Труды Всесоюзного Арктического института. Л.: Изд-во ГУ Севморпути, 1936. Т. XLIII.

Artemieva I.M., Mooney W.D. Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: A global study // Journal of Geophysical Research. 2001. V. 106. P. 16387–16414.

Beattie P. Olivine-melt and orthopyroxene-melt equilibria // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1993. V. 115. № 1. P. 103–111

Beerling D.J., Harfoot M., Lomax B., Pyle J.A. The stability of the stratospheric ozone layer during the end-Permian eruption of the Siberian Traps // Philosophical Transactions of Royal Society A. 2007. V. 365. P. 1843–1866.

Campbell I.H., Griffiths R.W. The changing nature of mantle hotspots through time – implications for the chemical evolution of the mantle // Journal of Geology. 1992. Т. 100. № 5 P. 497–523.

Campbell I.A., Czamanske G.K., Fedorenko V.A. et al. Synchronism of the Siberian Traps and the Permian-Triassic boundary // Science. 1992. V. 258. P. 1760–1763.

Canil D. Vanadium in peridotites, mantle redox and tectonic environments: Archean to present // Earth and Planetary Science Letters. 2002. V. 195. P. 75–90.

Danyushevsky L.V. The effect of small amounts of H₂O crystallisation of mid-ocean ridge and backarc basin magmas // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2001. V. 110. № 3–4. P. 265–280.

Danyushevsky L.V., Sоболев А.В., Dmitriev L.V. Estimation of the pressure of crystallization and H₂O content of MORB and BABB glasses: calibration of an empirical technique // Mineralogy and Petrology. 1996. V. 57. P. 185–204.

Dixon J.E., Leist L., Langmuir C., Schilling J.-G. Recycled dehydrated lithosphere observed in plume-influenced mid-ocean-ridge basalt // Nature. 2002. V. 420. P. 385–389.

Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.A., Kirdyashkin A.G. et al. Modelling of thermochemical plumes and implications for the origin of the Siberian traps // Lithos. 2008. V. 100. P. 66–92.

Elkins-Tanton L.T., Hager B.H. Melt intrusion as a trigger for lithospheric foundering and eruption of the Siberian flood basalts // Geophysical Research Letters. 2000. V. 27. P. 3937–3940.

Elkins-Tanton L.T. Continental magmatism caused by lithospheric delamination // Plates, Plumes and Paradigms. Eds. G.R. Foulger, J.H. Natland, D.C. Presnall, D.L. Anderson. Boulder, Colorado: Special Paper. Geological Society of America. 2005. P. 449–461.

Fedorenko V.A., Lightfoot P.C., Naldrett A.J. et al. Petrogenesis of the Siberian flood-basalt sequence at Noril'sk, north central Siberia // International Geology Review. 1996. V. 38. P. 99–135.

- Ford C.E., Russel D.G., Craven J.A., Fisk M.R. Olivine-liquid equilibria: temperature, pressure and composition dependence of crystal/liquid cation partition coefficients for Mg, Fe²⁺, Ca and Mn // *Journal of Petrology*. 1983. V. 24. P. 256–265.
- Herzberg C., O'Hara M.J. Plume-associated ultramafic magmas of Phanerozoic age // *Journal of Petrology*. 2002. V. 43. № 10. P. 1857–1883.
- Hirschmann M.M. Mantle solidus: experimental constraints and the effects of peridotite composition // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2000. V. 1. P. 2000GC000070.
- Hofmann A.W. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust // *Earth and Planetary Science Letters*. 1988. V. 90. P. 297–314.
- Hofmann A.W. Sampling Mantle Heterogeneity through Oceanic Basalts: Isotopes and Trace Elements // *Treatise on Geochemistry*. V. 2. The mantle and Core. Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Amsterdam: Elsevier, 2002. P. 61–101.
- Hofmann A.W., White W.M. Mantle plumes from ancient oceanic crust // *Earth and Planetary Science Letters*. 1982. V. 57. P. 421–436.
- Jarosevich E.J., Nelen J.A., Norberg J.A. Reference sample for electron microprobe analysis // *Geostandards Newsletter*. 1980. V. 4. P. 43–47.
- Jochum K.P., Dingwell D.B., Rocholl A. et al. The preparation and preliminary characterisation of eight geological MPI-DING reference glasses for in-situ microanalysis // *Geostandards Newsletter*. 2000. V. 24. P. 87–133.
- Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Y. et al. Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma // *Earth and Planetary Science Letters*. 2003. V. 214. P. 75–91.
- Kogiso T., Hirschmann M.M., Frost D.J. High-pressure partial melting of garnet pyroxenite: possible mafic lithologies in the source of ocean island basalts // *Earth and Planetary Science Letters*. 2003. V. 216. P. 603–617.
- Lightfoot P.C., Howkesworth C.J., Hergt J. et al. Remobilisation of the continental lithosphere by a mantle plume: major-, trace-element, and Sr-, Nd-, and Pb-isotopic evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk District, Siberian Trap, Russia // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1993. V. 114. P. 171–188.
- Maurel C., Maurel P. Etude experimentale de l'équilibre Fe²⁺-Fe³⁺ dans les spinelles chromifères et les liquides silicates basiques coexistants à 1 atm // *C.R. Acad. Sci. Paris*. 1982. V. 285. P. 209–215.
- Mathez E.A. Sulfur solubility and magmatic sulfides in submarine basalt glass // *Journal of Geophysical Research* 1976. V. 81. P. 4269–4276.
- McKenzie D., Bickle M.J. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere // *Journal of Petrology*. 1988. V. 29. P. 625–679.
- Naldrett A.J., Lightfoot P.C., Fedorenko V. et al. Geology and geochemistry of intrusions and flood basalts of the Noril'sk region, USSR, with implications for the origin of the Ni-Cu ores // *Economic Geology*. 1992. V. 87. № 4. P. 975–1004.
- Pertermann M., Hirschmann M.M. Partial melting experiments on a MORB-like pyroxenite between 2 and 3 GPa: constraints on the presence of pyroxenite in basalt source regions from solidus location and melting rate // *Journal of Geophysical Research—Solid Earth*. 2003. V. 108. № B2. P. 2125.
- Roedder E. Fluid inclusions // *Mineralogical Society of America*. 1984. V. 14. 644 p.
- Reichow M.K., Saunders A.D., White R.V., Almukhamedov A.I. et al. Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Siberian Traps, Russia // *Lithos*. 2005. V. 79. P. 425–452.
- Rudnick A.W. Composition of the continental crust // *Treatise on Geochemistry*. V. 3. The crust. Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Amsterdam: Elsevier, 2002. P. 1–64.
- Saal A.E., Hauri E.H., Langmuir C.H., Perfit M.R. Vapour undersaturation in primitive mid-ocean-ridge basalt and the volatile content of Earth's upper mantle // *Nature*. 2002. V. 419. P. 451–455.
- Sharma M. Siberian Traps // *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism*. Eds. J.J. Mahoney, M.F. Coffin. American Geophysical Union Monograph. 1997. P. 273–295.
- Sobolev A.V., Danyushevsky L.V. Petrology and geochemistry of boninites from the north termination of the Tonga Trench: constraints on the generation conditions of primary high-Ca boninite magmas // *Journal of Petrology*. 1994. V. 35. P. 1183–1213.
- Sobolev A.V., Hofmann A.W., Sobolev S.V., Nikogosian I.K. An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts // *Nature*. 2005. V. 434. № 7033. P. 590–597.
- Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V. et al. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts // *Science*. 2007. V. 316. № 5823. P. 412–417.
- Sobolev A.V., Hofmann A.W., Brugmann G. et al. A quantitative link between recycling and osmium isotopes // *Science*. 2008. V. 321. № 5888. P. 536.
- Tuff J., Takahashi E., Gibson S.A. Experimental constraints on the role of garnet pyroxenite in the genesis of high-Fe mantle plume derived melts // *Journal of Petrology*. 2005. V. 46. P. 2023–2058.
- White R.S., McKenzie D. Mantle plumes and flood basalts // *Journal of Geophysical Research—Solid Earth*. 1995. V. 100. № B9. P. 17543–17585.
- White R.V., Saunders A.D. Volcanism, impact and mass extinctions: incredible or credible coincidences // *Lithos*. 2005. V. 79. P. 299–316.
- Wooden J.L., Czamanske G.K., Fedorenko V.A. et al. Isotopic and trace-element constraints on mantle and crustal contributions to Siberian continental flood basalts, Noril'sk area, Siberia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1993. V. 57. P. 3677–3704.
- Yaxley G.M., Sobolev A.V. High-pressure partial melting of gabbro and its role in the Hawaiian magma source // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2007. V. 154. № 4. P. 371–383.