

УДК 552.164

© Д. чл. В. Б. САВЕЛЬЕВА

## ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ, U И Th В ГРАФИТЕ И ГРАФИТИЗИРОВАННЫХ ПОРОДАХ ЧЕРНОРУДСКОЙ ЗОНЫ (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128;  
e-mail: vsavel@crust.irk.ru

Методом ICP-MS изучено распределение редких элементов в графите из жил гранитоидов, графитизированных кристаллосланцах основного состава и желваках графита из Чернорудской зоны Западного Прибайкалья. Для графита из жил характерны высокие отношения La/Yb (11—28), небольшая Eu-аномалия переменного знака ( $Eu/Eu^* = 0.67—1.2$ ), периевый максимум на спектрах РЗЭ; в графите выявлены микровключения монацита-(Ce). Для интенсивно графитизированных кристаллосланцев и желваков графита из зон милонизации характерны более низкие отношения La/Yb (3.6—8.4), Eu-минимум на спектрах РЗЭ ( $Eu/Eu^* = 0.50—0.71$ ) и парагенезис графита с титанитом. Форма спектров лантаноидов и геохимические особенности графитизированных кристаллосланцев (обогатенность U, Th, Y, Zr, Hf, Nb, Ta) позволяют предполагать, что образование скоплений графита происходило из восстановленного флюида, находившегося в равновесии с гранитоидными расплавами, после завершения их кристаллизации.

*Ключевые слова:* жильный графит, графитизированные кристаллические сланцы, графитовые нодулы, спектры РЗЭ, отношение La/Yb, Eu-аномалия, восстановленный флюид, гранитоидный расплав.

### V. B. SAVELYEVA. PECULIARITIES OF DISTRIBUTION OF REE, U AND Th IN GRAPHITE AND GRAPHITIZED ROCKS FROM CHERNORUDSKAYA ZONE (WESTERN BAIKAL REGION)

Distribution of rare elements in graphite concentrates from veins of granitoids, graphitized basic crystalline schists and graphite nodules from Chernorudskaya zone of Western Baikal region has been studied by the ICP-MS method. Veined graphite is characterized by the high La/Yb ratio (11—28), small Eu anomaly of variable mark ( $Eu/Eu^* = 0.67—1.2$ ), and the cerium maximum at REE spectra; there are microinclusions of monazite-(Ce) in this graphite. The lower La/Yb ratio (3.6—8.4), Eu minimum at REE spectra ( $Eu/Eu^* = 0.50—0.71$ ) and the paragenesis of graphite with titanite were revealed for intensively graphitized crystalline schists and graphite nodules from zone of mylonitization. Form of lanthanoids spectra and geochemical peculiarities of graphitized crystalline schists (enrichment in U, Th, Y, Zr, Hf, Nb, Ta) allow to suggest that formation of graphite accumulations has resulted from reduced fluid being in equilibrium with granitoid melts, after completion of their crystallization.

*Key words:* veined graphite, graphitized crystalline schists, graphite nodules, REE spectra, La/Yb ratio, Eu anomaly, reduced fluid, granitoid melts.

В настоящее время на примере разных регионов показано, что по зонам глубинных разломов в земную кору может поступать восстановленный флюид, трансформация которого при изменении термодинамических условий приводит к отложению в породах графита, рентгеноаморфного углерода или битумов с одновременным привнесом широкого круга геохимически разнородных элементов (Иванкин, Назарова, 1984; Томсон и др., 1989; Летников и др., 1996, 2005; Писоцкий, Готтих, 2006; Готтих и др., 2009б; Ханчук и др., 2010, и др.). Изучение изотопного состава углерода позволяет в большинстве случаев установить его источник. В то же время при решении различных вопросов генезиса пород важную информацию несет распределение в них редкозе-

мельных элементов. Для проявлений эндогенной углеродизации такие исследования немногочисленны и касаются в основном нефтей и битумов (Готтих, Писоцкий, 2005; Готтих и др., 2009а). Что касается высокоуглеродистых метасоматитов, то данные о распределении РЗЭ в них используются главным образом для геохимической характеристики восстановленной флюидной системы (Савельева и др., 2004; Летников и др., 2010).

Чернорудская зона в Западном Прибайкалье (Восточная Сибирь) представляет собой протяженную сдвиговую зону в составе раннепалеозойского Ольхонского террейна, характеризующуюся аномально развитой графитизацией (Савельева, 1998). Существуют две основные точки зрения на образование скоплений графита: а) графитизация в метаморфических и магматических породах ольхонского комплекса является наложенным процессом, проявившимся в зоне глубинного разлома; б) поступление восстановленного флюида происходило в процессе синметаморфической сдвиговой деформации одновременно с внедрением кислых расплавов, а максимальное отложение графита происходило на ретроградной стадии. Для решения этого вопроса было предпринято изучение распределения РЗЭ в графите, а также в графитизированных и неграфитизированных породах.

### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЧЕРНОРУДНОЙ ЗОНЫ

Ольхонский террейн входит в состав раннепалеозойского Саяно-Байкальского коллизионного пояса, протягивающегося вдоль юго-западного края Сибирского кратона (рис. 1). Строение террейна трактуется как пакет сдвиговых пластин разного состава и возраста (Федоровский и др., 2010), породы которых метаморфизованы в условиях от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фации. Степень метаморфизма возрастает в направлении с юго-востока на запад и северо-запад. От кратона Ольхонский террейн отделен мощной зоной бластомилонитов коллизионного шва.

Чернорудская зона представляет собой узкую (до 1,5 км), протяженную (более 50 км) зону на границе с коллизионным швом, продолжающуюся на севере о. Ольхон (рис. 1). Среди слагающих ее пород преобладают кристаллические сланцы основного состава (диопсидовые, двупироксено- и роговообманково-диопсидо-плагиоклазовые, зачастую с гранатом), кварциты, мраморы, уровень метаморфизма которых соответствует гранулитовой фации:  $T = 770\text{—}820\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P_s = 7.7\text{—}8.6$  кбар (Владимиров и др., 2006). Пик гранулитового метаморфизма, по данным разных авторов, приходится на интервал 500—485 млн лет (Гладкочуб и др., 2010). Магматические породы представлены телами базит-ультрабазитов толеитовой серии, пластовыми телами и жилами гранитоидов. На остальной территории метаморфизм отвечает амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям. Формирование этой части террейна связано с тектономагматическим событием, датированным интервалом 470—460 млн лет (Гладкочуб и др., 2010). Для центральной части Приольхонья и о. Ольхон характерны амфиболиты, биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, мигматиты, гранитогнейсы, а юго-западная часть Приольхонья и часть о. Ольхон сложены пестрым по составу метаморфическим комплексом и крупными телами субщелочных базитов (рис. 1).

Структура Чернорудской зоны обусловлена проявлением раннего синметаморфического покровного тектогенеза и сменившей его сдвиговой деформации, ранние этапы которой также происходили на фоне гранулитового метаморфизма, а поздние синхронны с его регрессивной ветвью (Федоровский и др., 1993; Федоровский, 2004). Особенностью зоны является широкое развитие синметаморфического мраморного меланжа, для которого характерно присутствие обломков разнообразных по составу пород в мраморном матриксе, в том числе многочисленных фрагментов тел базитов и ультрабазитов, окаймленных гранитами и/или рассекаемых гранитными жилами.

Гранитоиды в пределах зоны представлены маломощными пластообразными телами и жилами. Последние в одних случаях прорывают мраморный меланж, в других — образуют в нем будины, что указывает на близость во времени внедрения расплавов и сдвиговых деформаций (Федоровский, 2004). По петрографическому составу

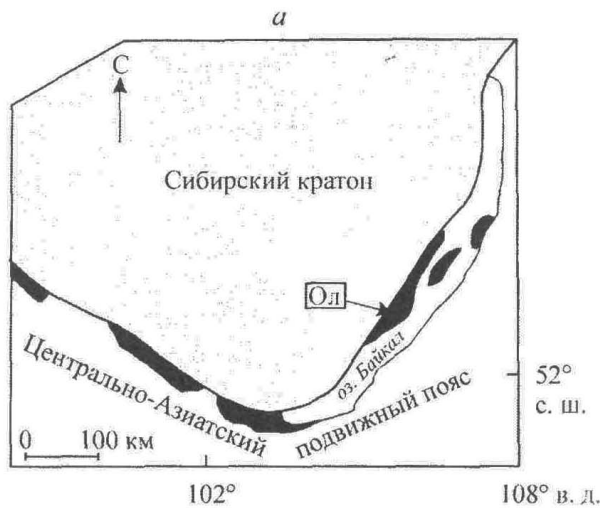


Рис. 1. Схемы основных тектонических структур Южной Сибири (а) и Ольхонской коллизионной системы (б) (по: Гладкочуб и др., 2010; Федоровский и др., 2010).

1 — метаморфические террейны Саяно-Байкальского коллизионного пояса с возрастам: гранулитового метаморфизма от 500 до 473 млн лет (Ол — Ольхонский террейн); 2, 3 — Сибирская материковая плита; 2 — рифейско-палеозойский слабдеформированный осадочный чехол, 3 — фундамент плиты, образованный палеопротерозойскими метаморфитами и гранитами, 4–7 — Ольхонский композитный террейн: 4 — пластины, образованные пестрым по составу метаморфическим комплексом и толеитовыми базитами, 5 — пластины, образованные пестрым по составу метаморфическим комплексом с субщелочными базитами, 6 — пластина, образованная лептинит-амфиболитовым комплексом, 7 — пластины, образованные гранитогнейсами и мигматитами; 8, а — коллизионный шов (граница Сибирского кратона и Ольхонского террейна, blastomylonites по породам кратона и террейна); 8, б — главная сдвиговая зона региона; 9 — швы blastomylonites между сдвиговыми пластинами; 10 — Чернорудская зона.

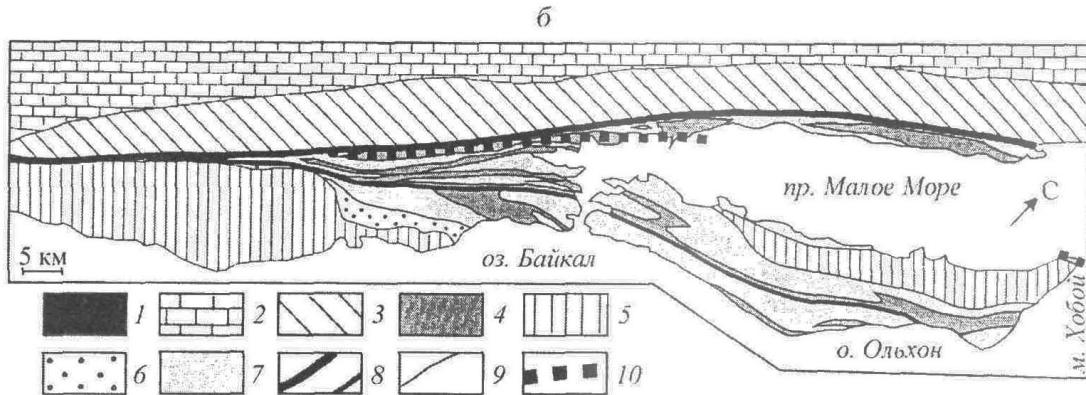


Fig. 1. Schemes of the main tectonic structures of South Siberia (a) and the Olkhon collision system (b) after (Gladkochub et al., 2010; Fedorovsky et al., 2010).

ву выделяются плагиограниты, эндрбиты, анортозиты, лейкократовые сиениты и граносиениты, лейкократовые граниты (Петрова, Левицкий, 1984). Темноцветные минералы представлены главным образом гиперстеном, роговой обманкой или биотитом, реже отмечается гранат. При этом содержание ортопироксена и амфибола в породах обычно не превышает 1–2 об. %, а биотит присутствует в виде редких зерен. Для биотита характерны умеренные содержания титана (2.7–4.0 мас. %  $TiO_2$ ) и глиноземистость ( $I = 100Al(Si + Al + Fe + Mg) = 19–22$ ), низкие содержания F (0.62–1.1 мас.%) и Cl ( $\leq 0.06$  мас. %). Среди акцессорных минералов гранитоидов установлены ильменит, рутил, титанит, вольфрамит, Zn-шпинель (ганит), циркон, бадделейт, алланит-(Ce), апатит, монацит-(Ce), турмалин, торит, торианит. Для апатита характерны довольно широко варьирующие содержания Cl — от 0.2 до 1.6 мас. % при содержаниях F 2.3–3.7 мас.%. Общими чертами гранитоидов являются неравномернозернистая, от мелкозернистой до пегматоидной, часто катакластическая структура, отсутствие зон закалки, признаки активного взаимодействия с вмещающими породами. Последнее выражается в увеличении количества темноцветных минералов в приконтактных зонах жил среди основных кристаллических сланцев и мраморов и десиликации эндоконтактных зон жил лейкогранитов с образованием анортозитов или сиенитов, часто содержащих крупные кристаллы титанита.

Возрастные датировки для гранитоидов, полученные U-Pb методом по циркону, составляют от  $496 \pm 3$  млн лет (Хромых, 2005) для гиперстеновых плагиогранитов, что совпадает с возрастом гранулитового метаморфизма, до 470—465 млн лет для гранат-биотитовых лейкогранитов, что согласуется с временем проявления амфиболитового метаморфизма и возрастом лейкогранитов в амфиболитовой зоне Приольхонья (Владимиров и др., 2006).

В пределах Чернорудской зоны имеют широкое развитие метасоматиты, среди которых выделяются три группы (Петрова, Левицкий, 1984). Первую составляют метасоматиты, непосредственно не связанные с магматическими телами, образующиеся на участках переслаивания основных кристаллосланцев с доломитовыми и кальцит-доломитовыми мраморами (шпинель-форстеритовые, форстерит-пироксеновые, пироксеновые, шпинель-амфибол-пироксеновые, плагиоклаз-пироксеновые, амфиболовые, гранатовые). Вторую группу составляют скарны и околоскарновые породы, приуроченные к контактам жил гранитоидов с доломитовыми и кальцит-доломитовыми мраморами и встречающиеся в виде включений в гранитоидах, что указывает на их формирование на магматической стадии (плагиоклаз-пироксеновые ( $\pm$  микроклин), шпинель-форстеритовые, пироксеновые). С постмагматической стадией связана перекристаллизация метасоматитов ранних генераций и образование скаполитовых, гранатовых, амфиболовых, флогопитовых и других пород.

#### КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАФИТИЗИРОВАННЫХ ПОРОД

Графит в Чернорудской зоне встречается в породах самого разного состава и генезиса. Из метаморфических пород наиболее обогащены графитом кварциты и кварцитогнейсы. В кристаллосланцах углеродизация проявлена вдоль субвертикальных зон милонитизации мощностью преимущественно до 1—1.5 м, реже до 3—4 м, где содержание  $C_{эл}$  в породах составляет до 10—14 мас. %. В сростаниях с графитом присутствуют мелкий биотит, титанит, рутил. Для биотита характерны высокие титанистость (содержание  $TiO_2$  до 4.4 мас. %) и магнизальность ( $X_{Mg} = 0.61—0.85$ ), присутствие примеси  $Cr_2O_3$  (до 0.42 мас. %), низкие содержания F (до 1.1 мас. %) и Cl ( $\leq 0.04$  мас. %). Среди умеренно графитизированных кристаллосланцев отмечаются участки интенсивной графитизации мощностью от нескольких сантиметров до нескольких дециметров, где содержание  $C_{эл}$  достигает 40 мас.%. Эти прослои сложены диопсидом ( $X_{Mg} = 0.48—0.69$ ) с низким содержанием  $Al_2O_3$  (до 1.8 мас. %) и повышенным  $Cr_2O_3$  (до 0.39 мас. %), плагиоклазом и графитом, в сростаниях с которым обычен V-содержащий титанит (до 5.3 мас. %  $V_2O_5$  в точечных анализах) (рис. 2, а, б). В зонах мраморного меланжа встречаются желваки крупночешуйчатого графита, содержащие также диопсид, плагиоклаз и титанит. Вес наиболее крупных желваков достигал 2 кг.

В гранитоидах графит обычно является акцессорным минералом, но эндоконтактовые зоны жил или краевые части будин лейкогранитов в мраморном меланже бывают сильно обогащены крупночешуйчатым (до 1—1.5 см) графитом, который образует радиально-лучистые агрегаты, щетки, оторочки, прожилки, желваки. В одних случаях чешуйки графита располагаются по границам зерен лейкократовых минералов, реже пересекают их (рис. 2, в), в других графит проникает в крупные зерна полевых шпатов по спайности (рис. 2, г). Содержание  $C_{эл}$  на участках интенсивной углеродизации в гранитоидах достигает 40—45 мас. %. В сростаниях с графитом отмечаются мелкие биотит, Cr- и V-содержащий мусковит, а в микровключениях в графите — монацит, циркон и апатит.

Изотопный анализ углерода выполнен в ОИГГМ СО РАН В. А. Пономарчуком на газовом масс-спектрометре MAT-253 формы THERMO; погрешность анализа не превышала 0.1 %. Графит из кварцитов имеет значения  $\delta^{13}C$  (PDB) от  $-23.1$  до  $-23.7$  ‰, что присуще биогенному углероду (Фор, 1989). В графите из жил гранитоидов установлены два интервала значений  $\delta^{13}C$ :  $-5.1 \div -5.9$  ‰, что характерно для мантийного углерода (Фор, 1989) и  $-13.8 \div -14.6$  ‰; графит из кристаллосланцев и желваков имеет значения  $\delta^{13}C$  от  $-10.7$  до  $-13.5$  ‰. Полученные результаты указывают на гетеро-

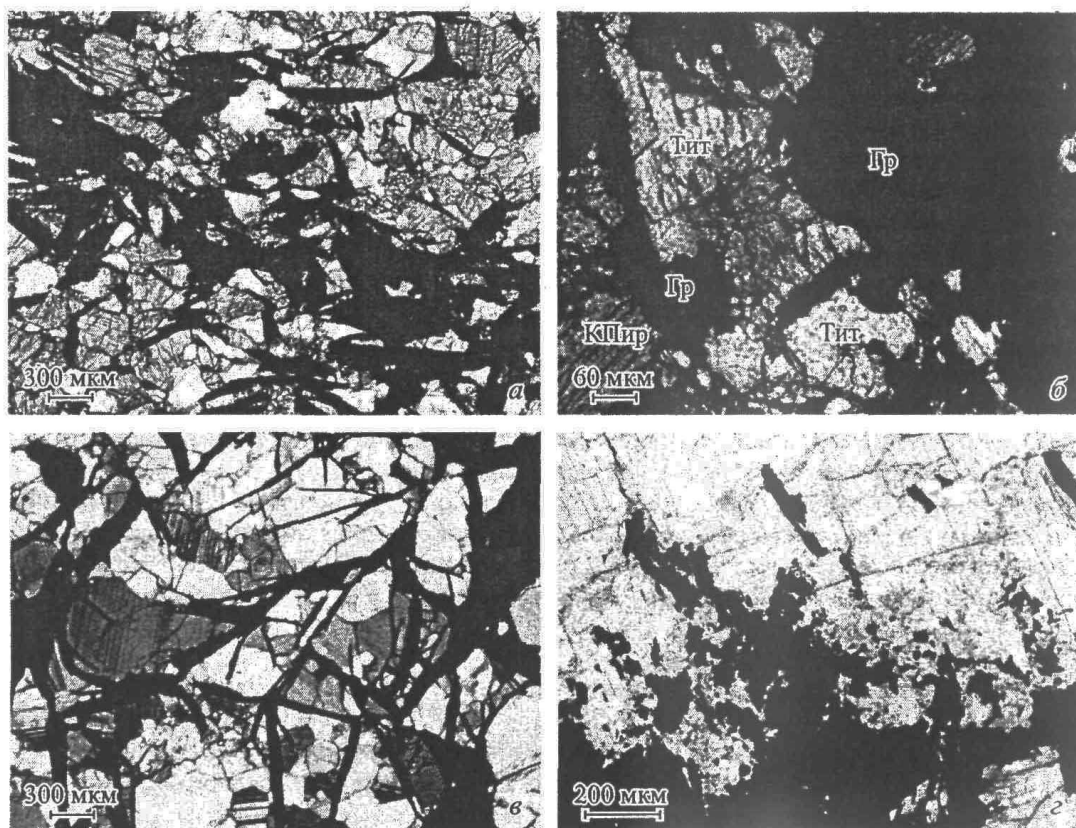


Рис. 2. Графитизированные породы Чернорудской зоны (фотографии шлифов).

*а* — интенсивно графитизированный плагиоклаз-диопсидовый кристаллосланец; *б* — срастания графита с титанитом (среди графита видны также зерна диопсида); *в, г* — графитизированные гранитоиды: *в* — крупные чешуйки графита по границам зерен лейкократовых минералов, *г* — проникновение графита в зерно полевого шпата по спайности.

Fig. 2. Graphitized rocks of Chernorudskaya zone (photographs of thin sections).

генность источников углерода в Чернорудской зоне и позволяют предполагать, что в образовании скоплений графита участвовал флюид, содержащий углерод как мантийного, так и смешанного мантийно-корового источника.

#### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЗЭ В ПОРОДАХ И МИНЕРАЛАХ

Методом ICP-MS было изучено распределение редких элементов в гранитоидах, метасоматитах на контакте с жилами, графите и титаните из жил, кристаллосланцах и желваках графита. Графит из жил гранитоидов выделялся механическим способом путем откатки из дробленой породы на фильтровальной бумаге с последующей доочисткой под бинокулярной лупой. Анализы выполнены в ЦКП Иркутского научного центра СО РАН по методике (Panteeva et al., 2003); измерения проведены на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500 с ICP-MS (аналитик С. В. Пантеева). Результаты приведены в таблице и на рис. 3.

Для лейкократовых плагиогранитов, гранитов и сиенитов в целом характерны низкие концентрации РЗЭ, пониженные по сравнению со средним содержанием РЗЭ в кислых породах по А. П. Виноградову, при резком преобладании легких лантаноидов над тяжелыми ( $La/Yb = 7.2—15.6$ ). Содержания Rb, Sr, Ba, Zr сильно варьируют, а содержание Y, Th, U и в большинстве проб Nb очень низкие (см. таблицу, ан. 1—7). Во всех разновидностях гранитоидов преобладают спектры РЗЭ с положительной

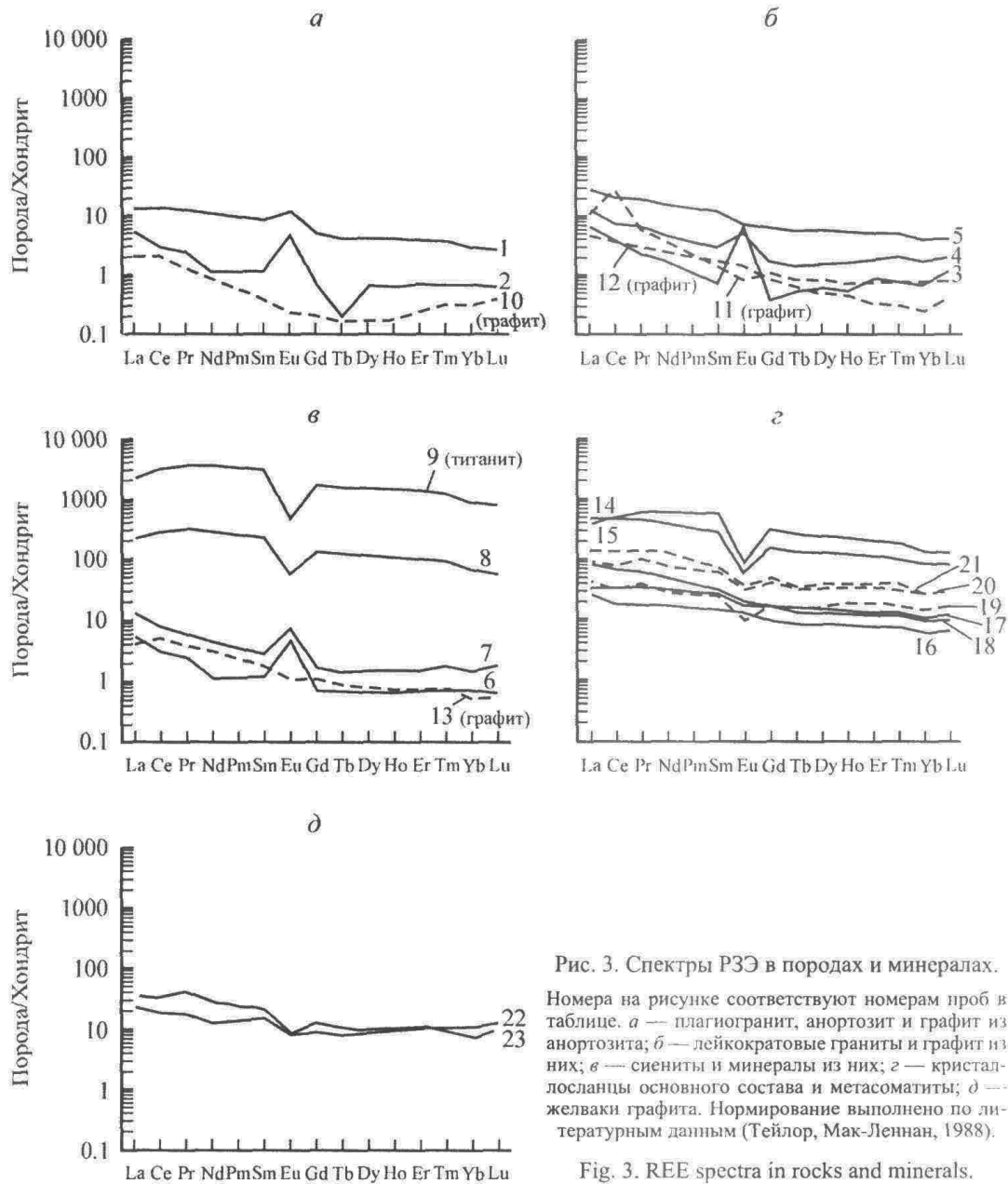


Рис. 3. Спектры РЗЭ в породах и минералах.

Номера на рисунке соответствуют номерам проб в таблице. *а* — плагногранит, анортозит и графит из анортозита; *б* — лейкократовые граниты и графит из них; *в* — сиениты и минералы из них; *г* — кристаллосланцы основного состава и метасоматиты; *д* — желваки графита. Нормирование выполнено по литературным данным (Тейлор, Мак-Леннан, 1988).

Fig. 3. REE spectra in rocks and minerals.

Eu-аномалией, редко проявлен небольшой Eu-минимум (ан. 5). Форма спектров наклонная вправо, либо асимметричная вогнутая (рис. 3, *а—в*), что позволяет предполагать наличие в рестите (или фракционирование) клинопироксена и роговой обманки — концентраторов средних лантаноидов и обогащенность цирконом — концентратором тяжелых РЗЭ (Тейлор, Мак-Леннан, 1988).

Для сиенита из краевой части жилы среди мраморов, содержащего крупные диопсид и титанит, напротив, характерны высокие содержания РЗЭ, повышенные по сравнению с лейкократовыми сиенитами в 4—8 раз, а также высокие содержания Y, Nb, Th, U, пониженное отношение La/Yb, выпуклая форма спектра РЗЭ и дефицит Eu (ан. 8, рис. 3, *в*). Особенности распределения РЗЭ в этой породе в наибольшей степени контролируются титанитом, для которого характерны резкая отрицательная Eu-аномалия и умеренная дифференциация среди легких и тяжелых лантаноидов (La/Yb = 4.0) (ан. 9, рис. 3, *в*). Аналогичные спектры, а также высокие содержания Y, Zr, Nb,

Средний химический состав (оксиды — мас. %, элементы — г/т) пород и минералов Черноурдской зоны  
Average chemical composition (oxides — wt %, elements — ppm) of rocks and minerals from Chernourdskaaya zone

| Компонент                      | Плагиогранит,<br>ацюртозит |         | Лейкоокрашенные граниты |        |        |         |         | Сиелиты |        |         |         | Титанит  | Графит    |  |  |
|--------------------------------|----------------------------|---------|-------------------------|--------|--------|---------|---------|---------|--------|---------|---------|----------|-----------|--|--|
|                                | 1                          | 2       | 3                       | 4      | 5      | 6       | 7       | 8       | 9      | 10      | 11      | 12       | 13        |  |  |
|                                | 187/08                     | 1/95    | 230                     | 1784-5 | 162/08 | 203-5   | 188/08  | 181/08  | 9      | 1/95 Гр | 1792 Гр | 98/07 Гр | 1780-5 Гр |  |  |
| SiO <sub>2</sub>               | 74.18                      | 64.39   | 76.46                   | 74.70  | 71.72  | 61.80   | 63.88   | 61.86   | —      | —       | —       | —        | —         |  |  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.22                       | 0.02    | 0.03                    | 0.05   | 0.08   | 0.04    | 0.18    | 2.34    | —      | —       | —       | —        | —         |  |  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14.40                      | 23.00   | 13.80                   | 13.80  | 15.39  | 20.0    | 18.10   | 16.35   | —      | —       | —       | —        | —         |  |  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.70                       | —       | 0.21                    | 0.41   | —      | 0.16    | 0.31    | 0.32    | —      | —       | —       | —        | —         |  |  |
| FeO                            | 0.90                       | 0.28*   | 0.43                    | 0.26   | 0.45*  | 0.96    | 0.59    | 0.94    | —      | —       | —       | —        | —         |  |  |
| MnO                            | »                          | 0.01    | 0.01                    | 0.01   | <0.01  | 0.01    | 0.02    | 0.01    | —      | —       | —       | —        | —         |  |  |
| MgO                            | »                          | 0.02    | 0.20                    | 0.13   | 0.25   | 0.38    | 0.11    | 0.42    | —      | —       | —       | —        | —         |  |  |
| CaO                            | 4.25                       | 3.92    | 2.00                    | 1.26   | 1.93   | 1.72    | 0.93    | 3.54    | —      | —       | —       | —        | —         |  |  |
| Na <sub>2</sub> O              | 3.85                       | 6.62    | 2.97                    | 2.58   | 3.10   | 3.18    | 3.98    | 3.16    | —      | —       | —       | —        | —         |  |  |
| K <sub>2</sub> O               | 0.84                       | 0.98    | 3.34                    | 5.47   | 5.96   | 10.56   | 9.43    | 9.72    | —      | —       | —       | —        | —         |  |  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | He обн.                    | 0.03    | 0.03                    | 0.02   | 0.06   | 0.04    | 0.01    | 0.64    | —      | —       | —       | —        | —         |  |  |
| H <sub>2</sub> O               | 0.07                       | 0.15    | 0.06                    | —      | 0.13   | 0.17    | 0.07    | 0.09    | —      | —       | —       | —        | —         |  |  |
| П.п.п.                         | 0.44                       | He обн. | 0.58                    | 0.38   | 0.34   | 0.89    | 1.93    | 0.24    | —      | —       | —       | —        | —         |  |  |
| CO <sub>2</sub>                | He обн.                    | »       | —                       | 0.55   | 0.28   | He обн. | He обн. | He обн. | —      | —       | —       | —        | —         |  |  |
| Сумма                          | 99.85                      | 99.42   | 100.12                  | 99.62  | 99.69  | 99.91   | 99.54   | 99.63   | —      | —       | —       | —        | —         |  |  |
| Rb                             | 2.10                       | 15.44   | 57.7                    | 134.5  | 105.1  | 148.0   | 114.2   | 134.0   | 0.54   | 1.35    | 0.24    | 0.82     | 1.27      |  |  |
| Sr                             | 890.6                      | 1180.0  | 384.2                   | 444.8  | 169.8  | 1625.1  | 478.8   | 1097.0  | 82.4   | 81.4    | 33.2    | 23.6     | 32.3      |  |  |
| Y                              | 9.55                       | 1.24    | 1.20                    | 4.07   | 11.6   | 2.55    | 3.51    | 253.8   | 2955.5 | 0.61    | 1.25    | 0.84     | 2.29      |  |  |
| Zr                             | 4.22                       | 15.2    | 219.1                   | 307.9  | 181.9  | 122.9   | 190.5   | 82.2    | 1038.8 | 35.6    | 14.2    | 44.89    | 3.94      |  |  |
| Nb                             | 3.84                       | 0.38    | 0.85                    | 4.96   | 2.63   | 2.89    | 37.4    | 38.8    | 611.9  | 0.34    | 0.49    | 0.48     | 0.94      |  |  |
| Ba                             | 371.6                      | 175.0   | 1479.6                  | 1025.0 | 480.3  | 5731.6  | 1498.0  | 5644.0  | 25.4   | 11.28   | 53.0    | 89.2     | 156.7     |  |  |
| La                             | 4.74                       | 2.01    | 2.34                    | 4.65   | 10.1   | 2.07    | 4.70    | 82.8    | 802.2  | 0.76    | 3.90    | 1.65     | 1.43      |  |  |
| Ce                             | 13.1                       | 2.92    | 3.70                    | 6.96   | 20.4   | 3.47    | 7.41    | 277.9   | 2930.0 | 1.96    | 25.7    | 3.50     | 4.82      |  |  |
| Pr                             | 1.72                       | 0.33    | 0.31                    | 0.88   | 2.61   | 0.41    | 0.80    | 43.0    | 492.2  | 0.18    | 0.82    | 0.40     | 0.51      |  |  |
| Nd                             | 7.69                       | 0.77    | 1.18                    | 3.25   | 10.9   | 1.47    | 3.01    | 207.9   | 2487.0 | 0.62    | 2.36    | 1.70     | 2.21      |  |  |
| Sm                             | 1.99                       | 0.27    | 0.15                    | 0.65   | 2.69   | 0.59    | 0.61    | 53.5    | 679.1  | 0.09    | 0.33    | 0.38     | 0.39      |  |  |
| Eu                             | 0.99                       | 0.39    | 0.52                    | 0.46   | 0.62   | 1.01    | 0.64    | 4.89    | 39.4   | 0.02    | 0.07    | 0.12     | 0.09      |  |  |
| Gd                             | 1.54                       | 0.21    | 0.11                    | 0.49   | 1.89   | 0.37    | 0.49    | 39.2    | 491.8  | 0.06    | 0.30    | 0.25     | 0.33      |  |  |
| Tb                             | 0.24                       | 0.01    | 0.03                    | 0.08   | 0.32   | —       | 0.08    | 6.59    | 87.6   | 0.01    | 0.05    | 0.04     | 0.05      |  |  |

|                                  |       |      |      |      |       |         |        |        |      |         |      |       |
|----------------------------------|-------|------|------|------|-------|---------|--------|--------|------|---------|------|-------|
| Dy                               | 1.56  | 0.23 | 0.21 | 0.54 | 2.03  | 0.35    | 42.8   | 568.2  | 0.06 | 0.30    | 0.18 | 0.31  |
| Ho                               | 0.35  | 0.05 | 0.04 | 0.13 | 0.42  | 0.06    | 8.64   | 118.9  | 0.01 | 0.06    | 0.04 | 0.06  |
| Er                               | 0.92  | 0.17 | 0.20 | 0.39 | 1.18  | 0.24    | 22.9   | 326.6  | 0.06 | 0.18    | 0.08 | 0.17  |
| Tm                               | 0.13  | —    | —    | 0.06 | 0.17  | —       | 3.07   | 40.4   | 0.01 | 0.03    | 0.01 | 0.02  |
| Yb                               | 0.66  | 0.16 | 0.15 | 0.39 | 0.92  | 0.20    | 15.4   | 201.6  | 0.07 | 0.17    | 0.06 | 0.12  |
| Lu                               | 0.10  | 0.02 | 0.04 | 0.07 | 0.14  | 0.04    | 2.05   | 27.8   | 0.01 | 0.03    | 0.01 | 0.02  |
| Hf                               | 0.27  | 0.87 | 5.09 | 4.83 | 4.40  | 2.0     | 3.56   | 46.0   | 0.94 | 0.46    | 1.07 | 0.15  |
| Ta                               | 0.20  | 0.03 | —    | 1.00 | 0.17  | Нс обн. | 3.03   | 41.6   | 0.03 | Нс обн. | 0.13 | 0.04  |
| Th                               | 0.95  | 1.36 | 0.36 | 0.72 | 1.83  | 0.19    | 8.26   | 100.8  | 3.72 | 0.17    | 0.58 | 0.90  |
| U                                | 1.43  | 0.55 | 0.38 | 1.69 | 1.44  | 0.36    | 6.12   | 124.3  | 0.81 | 0.38    | 0.27 | 0.93  |
| ΣPЗЭ                             | 35.73 | 7.54 | 8.98 | 19.0 | 54.39 | 10.28   | 810.64 | 9292.8 | 3.92 | 34.31   | 8.42 | 10.53 |
| La/Yb                            | 7.2   | 12.6 | 15.6 | 11.9 | 11.0  | 10.4    | 5.4    | 4.0    | 10.9 | 22.9    | 27.5 | 11.9  |
| La <sub>N</sub> /Sm <sub>N</sub> | 1.5   | 4.8  | 9.6  | 4.5  | 2.4   | 4.8     | 0.97   | 0.74   | 5.1  | 7.5     | 2.8  | 2.3   |
| Gd <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub> | 1.9   | 1.0  | 0.58 | 1.0  | 1.7   | 1.0     | 2.1    | 2.0    | 0.68 | 1.5     | 3.5  | 2.2   |
| Eu/Eu*                           | 1.7   | 5.1  | 12.2 | 2.5  | 0.84  | 5.1     | 0.33   | 0.21   | 0.81 | 0.67    | 1.2  | 0.77  |
| Ce/Ce*                           | 1.08  | 0.84 | 1.02 | 0.81 | 0.93  | 0.84    | 1.09   | 1.09   | 1.25 | 3.37    | 1.01 | 1.32  |
| Th/U                             | 0.67  | 2.5  | 0.93 | 0.43 | 1.3   | 0.53    | 1.4    | 0.81   | 4.6  | 0.46    | 2.1  | 0.96  |
| Zr/Hf                            | 15.6  | 17.5 | 43.1 | 63.7 | 41.3  | 61.5    | 23.1   | 22.6   | 37.9 | 30.9    | 42.0 | 26.3  |

Продолжение таблицы

| Компонент                      | Скарн и окоскартовая порода |        |        | Плагиоклаз-диопсидовые кристаллолапцы |        |              | Высокоуглеродистые апсоландцевые метасоматиты |              |              | Желваки графита |  |  |
|--------------------------------|-----------------------------|--------|--------|---------------------------------------|--------|--------------|---|--------------|--------------|-----------------|--|--|
|                                | 14                          | 15     | 16     | 17                                    | 18     | 19           | 20  | 21           | 22           | 23              |  |  |
|                                | 180/08                      | 173/08 | 1789-3 | 1786                                  | 1784-7 | 1789-4       | 1802  | 211/07       | 1799-3       | 1802-3          |  |  |
| SiO <sub>2</sub>               | 45.88                       | 48.91  | 50.98  | 49.92                                 | 50.95  | 48.06(55.39) | 32.14(52.62)                                  | 31.33(54.61) | 27.86(56.12) | 6.88(44.51)     |  |  |
| TiO <sub>2</sub>               | 2.85                        | 2.92   | 1.47   | 0.96                                  | 0.92   | 0.60(0.69)   | 1.31(2.14)                                    | 2.33(4.06)   | 0.19(0.38)   | 0.81(5.24)      |  |  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1.73                        | 9.13   | 16.6   | 15.8                                  | 15.15  | 7.00(8.07)   | 4.60(7.53)                                    | 2.30(4.01)   | 8.50(17.13)  | 1.68(10.87)     |  |  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1.80                        | 1.67   | 2.94   | 2.53                                  | 2.59   | 2.38(2.74)   | 3.67(6.01)                                    | 3.29(5.73)   | 3.18(6.41)   | 0.16(1.03)      |  |  |
| FeO                            | 14.67                       | 3.16   | 7.50   | 6.40                                  | 5.68   | 4.78(5.51)   | 3.82(6.25)                                    | 4.12(7.18)   | 1.96(3.95)   | 1.59(10.28)     |  |  |
| MnO                            | 0.35                        | 0.94   | 0.11   | 0.13                                  | 0.16   | 0.19(0.22)   | 0.14(0.23)                                    | 0.12(0.21)   | 0.06(0.12)   | 0.12(0.77)      |  |  |
| MgO                            | 5.83                        | 6.08   | 6.44   | 5.73                                  | 5.11   | 7.25(8.36)   | 3.59(5.88)                                    | 2.87(5.00)   | 1.40(2.82)   | 0.72(4.66)      |  |  |
| CaO                            | 22.40                       | 13.90  | 7.35   | 13.01                                 | 15.40  | 13.89(16.01) | 9.37(15.34)                                   | 8.85(15.42)  | 4.05(8.16)   | 2.81(18.18)     |  |  |
| Na <sub>2</sub> O              | 0.42                        | 1.32   | 2.90   | 2.81                                  | 2.12   | 0.76(0.88)   | 0.59(0.97)                                    | 0.13(0.23)   | 1.33(2.68)   | 0.32(2.07)      |  |  |
| K <sub>2</sub> O               | 0.25                        | 3.12   | 0.80   | 0.22                                  | 0.22   | 0.05(0.06)   | 0.05(0.08)                                    | 0.02(0.03)   | 0.64(1.29)   | Нс обн.         |  |  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 2.65                        | 1.91   | 0.12   | 0.23                                  | 0.27   | 0.07(0.08)   | 0.52(0.85)                                    | 0.91(1.59)   | 0.07(0.14)   | 0.16(1.03)      |  |  |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 0.20                        | 0.35   | 0.20   | 0.18                                  | 0.33   | 0.42(0.48)   | 1.06(1.74)                                    | 1.11(1.93)   | 0.29(0.58)   | 0.08(0.52)      |  |  |





|                                  |        |        |       |       |       |       |       |        |       |       |
|----------------------------------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|
| ΣРЗЭ                             | 1159.8 | 1529.0 | 55.23 | 94.69 | 162.9 | 99.21 | 233.3 | 356.32 | 54.28 | 90.68 |
| La/Yb                            | 9.1    | 4.4    | 6.4   | 4.9   | 13.9  | 4.6   | 5.3   | 8.4    | 3.6   | 7.3   |
| La <sub>N</sub> /Sm <sub>N</sub> | 1.8    | 0.69   | 1.7   | 1.3   | 2.7   | 1.8   | 1.6   | 2.0    | 1.6   | 1.7   |
| Gd <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub> | 1.9    | 2.3    | 1.6   | 1.5   | 1.9   | 1.1   | 1.5   | 1.9    | 0.93  | 1.8   |
| Eu/Eu*                           | 0.30   | 0.21   | 1.08  | 0.84  | 0.90  | 0.50  | 0.64  | 0.64   | 0.71  | 0.53  |
| Ce/Ce*                           | 1.03   | 1.07   | 0.85  | 0.98  | 0.98  | 0.78  | 0.84  | 0.94   | 0.92  | 0.91  |
| Th/U                             | 1.3    | 1.04   | 0.39  | 2.04  | 1.67  | 0.27  | 0.18  | 0.10   | 0.64  | 0.28  |
| Zr/Hf                            | 25.6   | 22.4   | 32.8  | 35.9  | 38.5  | 24.9  | 25.4  | 33.2   | 27.9  | 26.8  |

Примечание. Прочерк — нет данных, Не обн. — содержание ниже предела обнаружения, \* все железо как FeO. Графит отобран из эндоконтактовых зон жил; 10 — апортозита, 11, 12 — лейкократовых графитов, 13 — сиенита. В анализах высокоуглеродистых апортозитовых метасоматитов и графитовых желваков в скобках — содержания оксидов, пересчитанные на 100 % за вычетом потерь при прокаливании. Анализ титаниста приведен как среднее, рассчитанное по двум пробам.  $Eu/Eu^* = Eu_N / [(Sm_N)(Gd_N)]^{1/2}$ ,  $Ce/Ce^* = Ce_N / [(La_N)(Pr_N)]^{1/2}$ .

Th и U характерны для титанит-диопсидового скарна на контакте с жилой и титанит-плагноклаз-микроклин-диопсидовой околоскарновой породы из будины в мраморном меланже (ан. 14, 15, рис. 3, з). В обоих случаях особенности редкоэлементного состава пород обусловлены присутствием значительного количества титаниста — концентратора РЗЭ, Y, Zr, Nb, U, Th, Hf и Ta. Однако в метасоматитах суммарное содержание РЗЭ повышено по сравнению с сиенитом эндоконтактовой зоны жилы в среднем в 1.7 раза.

В крупночешуйчатом графите из эндоконтактовых зон жил содержания РЗЭ сопоставимы с содержанием РЗЭ в гранитоидах; легкие лантаноиды значительно преобладают над тяжелыми ( $La/Yb = 10.9—27.5$ ) (ан. 10—13, рис. 3, а—в). Кроме того, для графита характерны высокие концентрации Ba (11—157 г/т), Sr (24—81 г/т), Zr (до 45 г/т), что, вероятнее всего, указывает на присутствие в графите микровключений полевых шпатов и циркона. Формы спектров РЗЭ сходны с таковыми в гранитоидах, но Eu-аномалия выражена слабо и в трех случаях имеет отрицательный знак ( $Eu/Eu^* = 0.67—0.81$ ), как и в метасоматитах на контакте с жилами, а в одном случае положительный ( $Eu/Eu^* = 1.2$ ), что, возможно, обусловлено присутствием в анализированном материале примеси полевых шпатов. В то же время проявлен максимум по церию, обусловленный включениями в графите монацита-(Ce) или других минералов Ce.

Для выявления химической направленности преобразования кристаллосланцев при углеродизации силикатные анализы графитизированных пород были пересчитаны на 100 % за вычетом потерь при прокаливании, основная доля в которых приходится на элементарный углерод (в неграфитизированных кристаллосланцах (см. таблицу, ан. 16—18) потери при прокаливании составляют 0.11—0.33 мас.%). Сопоставление анализов (см. таблицу, ан. 16—21) показывает, что графитизация сопровождается снижением содержаний  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$  и ростом  $CaO$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MnO$ ,  $P_2O_5$ ,  $TiO_2$  и  $SiO_2$ , что находит отражение в увеличении в породах количества диопсида, уменьшении количества плагноклаза, появлении в парагенезисе с графитом титаниста и сходно с метасоматическим преобразованием кристаллосланцев на участках их переслаивания с доломитовыми и кальцит-доломитовыми мраморами (Петрова, Левицкий, 1984). Силикатная составляющая желваков графита в одной пробе сходна по составу с кристаллосланцами, но отличается высоким содержанием  $TiO_2$  (ан. 23), в другой пробе соответствует пироксен-плагноклазовой породе (ан. 22).

Сопоставление редкоэлементного состава неграфитизированных и графитизированных кристаллосланцев показывает, что в последних проявлена тенденция к увеличению содержания РЗЭ преимущественно за счет тяжелых лантаноидов (отношение  $La/Yb$  снижается в

среднем от 8.4 до 6.1); для спектров лантаноидов характерен Eu-минимум (рис. 3, з). В графитовых желваках содержание РЗЭ понижено по сравнению с высокоуглеродистыми апосланцевыми метасоматитами (см. таблицу), тем не менее даже в желваке с содержанием потерь при прокаливании около 80 мас.% суммарное содержание РЗЭ (90 г/т) близко к среднему содержанию РЗЭ в кристаллосланцах (104 г/т). Спектры РЗЭ в графитизированных кристаллосланцах и желваках графита сходны со спектрами РЗЭ в скарне, околоскарновой породе и сиените на контакте с мраморами, однако в высокоуглеродистых метасоматитах содержания лантаноидов более низкие, а Eu-минимум выражен слабее (рис. 3, з, д).

Углеродизация сопровождается также ростом содержаний Y, Nb, Ta, Th, Hf и особенно U, в связи с чем отношение Th/U в высокоуглеродистых метасоматитах значительно ниже, чем в скарне и околоскарновой породе. В то же время в основном эти породы имеют близкие отношения Zr/Hf, пониженные по сравнению с кристаллосланцами.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Происхождение положительной европиевой аномалии в кислых породах трактуется неоднозначно (Терехов, Щербакова, 2006), тем не менее важнейшим фактором, влияющим на ее появление, служат восстановительные условия (Балашов, 1976). Обогащенность метаморфических, магматических и метасоматических пород Чернорудской зоны графитом, вне зависимости от источника углерода, свидетельствует о том, что эндогенные процессы в зоне протекали в условиях длительно существовавшего восстановительного флюидного режима. В этих условиях равновесие  $\text{Eu}^{2+} \leftrightarrow \text{Eu}^{3+}$  сдвинуто в сторону  $\text{Eu}^{2+}$ , что при кристаллизации расплавов благоприятствует вхождению Eu в структуру полевых шпатов. По-видимому, именно этим обусловлена положительная Eu-аномалия в большинстве проб гранитоидов. Однако в эндо- и экзоконтактных зонах жил сиенитов среди мраморов образуются породы с дефицитом Eu, но резко обогащенные РЗЭ, что позволяет предполагать вынос лантаноидов из расплава равновесным с ним флюидом, в то время как  $\text{Eu}^{2+}$  преимущественно концентрируется в маловодном расплаве, где он может образовывать устойчивые алюмосиликатные комплексы (Петрова и др., 1999).

Как известно, ведущую роль в переносе рудных компонентов в магматических процессах играют галогены. Приведенные выше данные о содержаниях F и Cl в биотите позволяют отнести гранитоиды Чернорудской зоны к низкофтористому — водному — флюидно-геохимическому типу (по: Бушляков, Холоднов, 1999), при этом повышенные (до 1.6 мас. %) содержания Cl в апатите указывают на существенную роль хлора в составе магматогенного флюида. В. А. Жариковым и Н. С. Горбачевым (2004) было экспериментально изучено распределение РЗЭ между водно-хлоридным флюидом и расплавами базальта и лампроита в интервале давлений 1—14 кбар. Согласно данным этих исследователей, формирование наиболее обедненных РЗЭ магм и обогащенных ими магматогенных флюидов характерно для дегазации в близкповерхностных или, напротив, глубинных условиях при давлениях свыше 7 кбар. Такие давления, как отмечалось выше, существовали в Чернорудской зоне на этапе гранулитового метаморфизма. Более того, в мраморном меланже в Чернорудской зоне присутствуют эклогитоподобные породы, особенности минералогического состава которых позволяют предполагать существование на локальных участках зоны более высоких давлений — до 10—14 кбар (Петрова, Левицкий, 1984). По мнению В. С. Федорова (Федоровский и др., 1993), это обусловлено возникновением в сдвиговых зонах многочисленных локальных узлов концентрации напряжений, превышающих литостатические параметры, причем, вероятно, играет роль не только стресс, но и флюидное давление. Экспериментально установлено (Жариков, Горбачев, 2004), что вынос из расплава водно-хлоридным флюидом тяжелых РЗЭ преобладает над выносом легких РЗЭ, которые предпочтительней распределяются в расплав. В Чернорудской зоне

это находит отражение в пониженных отношениях La/Yb в околоскарновой породе и скарне по сравнению с лейкогранитами и лейкократовыми сиенитами. Одновременно на магматической стадии флюидом из расплава во вмещающие породы выносились Y, Ti, Zr, Hf, Nb, Ta, Th и U.

Сходство спектров РЗЭ в графите из эндоконтактных зон жил со спектрами РЗЭ в гранитоидах, близость отношений La/Yb и Zr/Hf в графитах и лейкогранитах свидетельствуют в пользу того, что отложение графита также происходило из флюида, равновесного с гранитоидными расплавами. На это же указывают сходство спектров лантаноидов и близость отношений Zr/Hf в высокоуглеродистых апосланцевых метасоматитах и скарнах, а также повышенные содержания в высокоуглеродистых метасоматитах U, Th, Y, Zr, Hf, Nb, т. е. тех же элементов, которые накапливаются в скарнах. При этом характерной особенностью распределения РЗЭ в графите из жил гранитоидов является обогащенность их легкими лантаноидами и особенно церием, что обусловлено, как отмечалось выше, кристаллизацией в парагенезисе с графитом монацита (или других минералов Ce) и отражает пониженную устойчивость летучих соединений цериевых лантаноидов по сравнению с иттриевыми (Балашов, 1976). Аналогичная обогащенность легкими лантаноидами, в основном Ce, установлена в битумах из кристаллического фундамента Сибирской платформы, происхождение которых связывают с глубинными восстановленными флюидными системами (Готтих, Писоцкий, 2005). Напротив, пониженные отношения La/Yb в желваках графита из зон милонитизации и апосланцевых высокоуглеродистых метасоматитах по сравнению с графитом, отлагавшимся в эндоконтактных зонах жил, отражают повышенную устойчивость летучих соединений иттриевых РЗЭ и их большую миграционную способность, а небольшой цериевый минимум в графитизированных кристаллосланцах и желваках можно рассматривать как результат более ранней кристаллизации из восстановленного флюида цериевых фаз.

Обращает на себя внимание распределение в породах радиоактивных элементов. В высокоуглеродистых апосланцевых метасоматитах и графитовых желваках среднее содержание U повышено, а среднее отношение Th/U понижено по сравнению с графитом из жил (среднее отношение Th/U в высокоуглеродистых метасоматитах и желваках 0.29, а в графите 2.0), что указывает на высокую подвижность U в восстановленном флюиде и согласуется с данными (Готтих, Писоцкий, 2005). Можно предполагать, что окисление такого флюида может привести к формированию в верхних частях зон глубинных разломов ураноносных карбонатно-щелочных метасоматитов (Шмураева, 1995).

На основании полученных данных массовое отложение графита в породах Чернорудской зоны можно рассматривать как свидетельство одновременного с внедрением кислых расплавов поступления в зону восстановленного флюида, имеющего, судя по изотопному составу углерода графита, мантийный источник. При этом миграция флюида в условиях, переходных от гранулитовой к амфиболитовой фации, происходила как по механизму пленочного переноса, так и сквозь расплавы, внедрявшиеся в тектонически ослабленную зону (Летников, 2000), что согласуется с современными представлениями о зонах сдвигового тектогенеза как зонах локального проявления условий растяжения (Федоровский и др., 2010).

## ВЫВОДЫ

1. Особенности распределения РЗЭ в графите из эндоконтактных зон гранитоидных жил, в высокоуглеродистых апосланцевых метасоматитах и графитовых желваках указывают на то, что отложение графита происходило из восстановленного флюида, находившегося в равновесии с гранитоидными расплавами, после завершения их кристаллизации.

2. Резкая обогащенность графита из жил легкими лантаноидами и особенно церием обусловлена одновременной с отложением графита кристаллизацией монацита

(или других цериевых фаз) и отражает пониженную устойчивость летучих соединений цериевых лантаноидов по сравнению с иттриевыми в восстановленном флюиде, тогда как пониженные отношения La/Yb в высокоуглеродистых метасоматитах и графитовых желваках на удалении от контактов с гранитоидными жилами отражают большую миграционную способность летучих соединений тяжелых лантаноидов.

3. Особенности распределения актиноидов в высокоуглеродистых породах свидетельствуют о большей подвижности урана по сравнению с торием в восстановленном флюиде.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 10-05-00289-а.

Автор выражает признательность рецензенту за замечания, послужившие улучшению качества статьи.

#### Список литературы

- Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 278 с.
- Бушляков И. Н., Холоднов В. В. Галогены — индикаторы потенциальной рудоносности гранитоидов // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 4. С. 366—379.
- Владимиров А. Г., Мехоношин А. С., Волкова Н. И. и др. Метаморфизм и магматизм Чернорудной зоны Ольхонского региона, Западное Прибайкалье / Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: Изд-во ИЗК СО РАН, 2006. С. 57—61.
- Гладкочуб Д. П., Донская Т. В., Федоровский В. С. и др. Ольхонский метаморфический террейн Прибайкалья: раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 571—588.
- Готтих Р. П., Винокуров С. В., Писоцкий Б. И. Редкоземельные элементы как геохимические критерии эндогенных источников микроэлементов в нефти // Докл. РАН. 2009а. Т. 425. № 2. С. 223—227.
- Готтих Р. П., Лукин А. Е., Писоцкий Б. И. Парагенезис самородных элементов интерметаллидов и нафтидов в глубокозалегающих горизонтах осадочного чехла Днепровского грабена // Докл. РАН. 2009б. Т. 428. № 3. С. 376—381.
- Готтих Р. П., Писоцкий Б. И. Лантаноиды, актиноиды и минеральные ассоциации в битумах Сибирской платформы // Докл. РАН. 2005. Т. 404. № 6. С. 806—813.
- Жариков В. А. Магматическое замещение карбонатных толщ / Международный геологический конгресс. XXI сессия. Доклады советских геологов. Киев.: Изд-во АН УССР, 1960. С. 54—67.
- Жариков В. А., Горбачев Н. С. Поведение редкоземельных элементов в флюидно-магматических системах / Экспериментальная минералогия: некоторые итоги на рубеже столетий. М.: Наука, 2004. С. 21—37.
- Иванкин П. Ф., Назарова Н. И. Проблема углеродистого метасоматоза и рассеянной металлоносности осадочно-метаморфических пород // Сов. геология. 1984. № 2. С. 90—99.
- Летников Ф. А. Флюидный режим эндогенных процессов в континентальной литосфере и проблемы металлогении / Проблемы глобальной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000. С. 204—224.
- Летников Ф. А., Заячковский А. А., Летникова А. Ф. К вопросу о геохимической специализации глубинных высокоуглеродистых систем // Докл. РАН. 2010. Т. 433. № 3. С. 374—377.
- Летников Ф. А., Савельева В. Б., Аникина Ю. В., Смагунова М. М. Высокоуглеродистые тектониты — новый тип концентрирования золота и платины // Докл. РАН. 1996. Т. 347. № 6. С. 795—798.
- Летников Ф. А., Шершакова М. М., Шершаков А. В. Геохимия углестокarbonатных метасоматитов из зоны глубинного разлома // Докл. РАН. 2005. Т. 402. № 6. С. 807—809.
- Петрова З. И., Левицкий В. И. Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 200 с.
- Петрова З. И., Макрыгина В. А., Бобров В. А. Редкоземельные элементы как индикаторы геодинамической эволюции континентального блока Приольхонья и о-ва Ольхон (Зап. Прибайкалье) // Геохимия. 1999. № 12. С. 1286—1297.
- Писоцкий Б. И., Готтих Р. П., Васильев Б. Д., Журавлев Д. З. Генетические аспекты образования углеродистых веществ Минусинской впадины // Докл. РАН. 2006. Т. 410. № 6. С. 804—808.
- Савельева В. Б. Углеродистые тектониты Чернорудско-Баракчинской зоны глубинного разлома (Западное Прибайкалье) // ЗВМО. 1998. № 3. С. 12—21.
- Савельева В. Б., Данилова Ю. В., Данилов Б. С. и др. Геохимия высокоуглеродистых метасоматитов Оспинско-Китойского гипербазитового массива (Вост. Саян) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 12. С. 1436—1442.

- Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 383 с.
- Терехов Е. Н., Щербакова Т. Ф.* К вопросу о происхождении положительной Еи аномалии в кислых породах восточной части Балтийского щита // Геохимия. 2006. № 5. С. 483—500.
- Томсон И. Н., Полякова О. П., Полохов В. П., Митюшкин Н. Т.* Металлогеническое значение углеродистого метасоматоза // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 8. С. 78—88.
- Федоровский В. С.* Тектоника зоны метаморфического минглинга (коллизийная система Западного Прибайкалья) / Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: Изд-во ИЗК СО РАН, 2004. С. 125—128.
- Федоровский В. С., Добржинская Л. Ф., Молчанова Т. В., Лихачев А. Б.* Новый тип меланжа (Байкал, Ольхонский регион) // Геотектоника. 1993. № 4. С. 30—45.
- Федоровский В. С., Сляров Е. В., Изов А. Э., Котов А. Б., Лавренчук А. В., Мазукабзов А. М.* Сдвиговый тектогенез и щелочно-базитовый магматизм в коллизийной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 682—700.
- Фор Г.* Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
- Хромых С. В., Сергеев С. А., Матуков Д. И.* и др. U-Pb возраст (SHRIMP-II) гиперстеновых плагиогранитов Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) / Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН, 2004. С. 141—145.
- Шмураева Л. Я.* Приразломные карбонатно-щелочные метасоматиты докембрия, их рудоносность и генезис. Владивосток: Дальнаука, 1995. 203 с.
- Panteeva S. V., Gladkochoub D. P., Donskaya T. V.* et al. Determination of 24 trace elements in felsic rocks by inductively coupled plasma mass spectrometry after lithium metaborate fusion // Spectrochimica Acta. Part B: Atomic Spectroscopy. 2003. Vol. 58. N 2. P. 341—350.

Поступила в редакцию  
17 января 2011 г.