УДК 549(3/9), 552.4

# МИНЕРАЛЫ-КОНЦЕНТРАТОРЫ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ИЗ ФИЛЛИТОВ ЗОНЫ ГЛАВНОГО ЦЕНТРАЛЬНОГО НАДВИГА В РАЙОНЕ ТАМОРСКОГО ОКНА, ВОСТОЧНЫЙ НЕПАЛ

# Е.В. Белогуб<sup>1</sup>, В.В. Шиловских<sup>2</sup>, К.А. Новоселов<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт минералогии УрО РАН, , г. Миасс, Челябинская обл.,456317, Россия; bel@mineralogy.ru <sup>2</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, РЦ «Геомодель», ул. Ульяновская, д. 1, 198504, Санкт-Петербург, Россия

# REE MINERALS OF PHYLLITES OF THE MAIN CENTRAL THRUST OF THE TAMOR WINDOW AREA, EASTERN NEPAL

# E.V. Belogub<sup>1</sup>, V.V. Shilovskikh<sup>2</sup>, K.A. Novoselov<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Institute of Mineralogy UB RAS, Miass, Chelyabinsk district, 456317 Russia; bel@mineralogy.ru <sup>2</sup>Saint-Petersburg State University, Ul'yanovskaya 1, 198504 Saint-Petersburg, Russia, RC «Geomodel»

Изучен образец хлорит-мусковитового филлита серии Малых Гималаев в зоне Главного центрального надвига в районе Таморского тектонического окна (Восточный Непал), метаморфизованного в зелёносланцевой фации метаморфизма ниже биотитовой изограды. Установлено, что собственные метаморфогенные минералы РЗЭ в них представлены алланитом, монацитом и ксенотимом. Температура образования пород, оценённая по хлоритовому термометру и минеральным ассоциациям, не превышает 410 °C. В качестве источника РЗЭ предполагаются глинистые минералы и биогенный фосфат кальция из первичных пелитовых осадков.

Илл. 3. Табл. 6. Библ. 31.

Ключевые слова: монацит, алланит, метаморфизм, редкоземельные элементы

A sample of chlorite-muscovite fillite metamorphosed under greenschist facies of metamorphism below biotite isograde of the Lower Himalayan Sequence from the Main Central Thrust zone of the Tamor tectonic window area (Eastern Nepal) are studied. The REE minerals are allanite, monazite and xenotime. The temperature of their formation based on chlorite thermometer and mineral assemblages is below 410 °C. The clayey minerals and biogenic calcium phosphate from primary pelite rocks are suggested to be the source for REEs.

Figures 3. Tables 6. References 31.

Key words: monazite, allanite, metamorphysm, rare earth elements.

### Введение

Вот уже больше 100 лет Гималаи привлекают географов, геологов, спортсменов и просто любителей гор всего мира. В последние полвека относительная доступность – транспортная и формальная (визовая) – непальского сектора Гималаев стала толчком и для выполнения ряда научных проектов, значительная часть которых нацелена на воссоздание геотектонической истории формирования региона в свете тектоники плит и тесно связанные с этой тематикой работы, посвящённые анализу и предсказанию катастрофических землетрясений (Schelling, 1992; Searle et al., 2008; Mascle et al., 2012; Dhakal, 2014 и др.). Значительный вклад в геологическое изучение региона сделан непальской геологической службой и геологами Индии в содружестве со специалистами Европы, США и других стран (Rai et al., 2004; Dhital, 2015 и ссылки в этой монографии). Результатом стало несколько монографических описаний геологии Непала и уточнение геологической карты масштаба 1:1 000 000 (Dhital, 2015), Однако работ, посвящённых акцессорным минералам метаморфических пород, слагающих Гималаи, очень мало. В основном, в целях их использования в качестве минералогических геотермометров и геобарометров, были проанализированы породообразующие минералы (Mosca et al., 2012; Imayama et al., 2010 и др.). Определён возраст и термическая история монацита из сланцев тектонического окна Паро в Бутане (McQuarrie et al., 2014). Авторы, вслед за другими (Kohn, Malloy, 2004), связывают образование этого минерала в биотит- и гранат-содержащих породах с реакциями, протекающими выше изограды кианита. Предлагаемая статья посвящена акцессорным минералам филлитов, отобранных в районе так называемого тектонического Таморского окна вблизи зоны Главного Центрального Надвига. Находки метаморфогенных алланита, монацита и ксенотима в филлитах расширяют наши представления об эволюции минеральных форм РЗЭ при метаморфизме пелитов.

# Краткая характеристика геологического строения района

Трек в район г. Канченджанги даёт возможность проследить разрез двух крупных тектонических пластин, входящих в состав Гималайского орогена: Серию Малых Гималаев (Lesser Himalayan Sequences, LHS) и Серию Больших Гималаев (Great Himalayan Sequences, GHS), разделённую на нижнюю часть (Lower Metamorphic Sequence, LMS), инвертированную метаморфическую серию (Inverted Metamorphic Sequence, IMS) и комплекс кристаллических сланцев и гнейсов Высоких Гималаев (Higher Himalayan Cristaline, HHC). Более высокометаморфизованная GHS надвинута на относительно низко метаморфизованную LHS по Главному Центральному Надвигу (Main Central Thrust, MCT), который в настоящее время рассматривается как зона хрупко-пластичных деформаций корового масштаба, в которую вовлечены породы как LHS, так и, частично, GHS (Mosca et al., 2012).

Арун-Таморское или Таморское окно представляет собой антиклинальную структуру, выполненную породами LHS (рис. 1). Направление падения зоны надвига MCT, также как и сланцеватости пород LHS и GHS, в северной и северо-восточной частях Таморского окна пологое северное или северовосточное с углами 40–25°. К северу от Таморского

МИНЕРАЛОГИЯ 4(3) 2018

окна в подошве GH, согласно карте, приведённой в (Buckingham, 2014), залегает пластина слюдистых сланцев видимой мощностью около 500 м, идентичных породам LHS, в то время как на карте, приведённой в (Mosca et al., 2012), эти породы входят в состав IMS непосредственно в зоне MCT, которая, по представлению этих авторов, имеет чешуйчатое строение из-за тектонического совмещения пород с различной «метаморфической историей». Эти же авторы указывают на присутствие в нижней части зоны MCT филлонитов. Нужно отметить, что кондиционную геологическую карту крупного масштаба указанной территории нам найти не удалось, а карта, приведённая в (Mosca et al., 2012), не включает место отбора описанного в статье образца.

Породы LHS представляют собой зеленоватосерые тонкозернистые кварц-слюдяные (мусковитовые, двуслюдные, слюдисто-хлоритовые) сланцы и филлиты с линзами и прослоями хлорит-серицитовых сланцев и массивных кварцитов, иногда будинированных. Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой – границы с амфиболитовой фацией метаморфизма. Степень метаморфических преобразований пород в пределах Таморского окна возрастает снизу вверх по разрезу по мере приближения к зоне надвига, вблизи которого в кварцитах появляются гранат, ставролит, амфибол (Moska et al., 2012). Считается, что исходным субстратом для формирования пород LHS служили осадочные породы, датированные по детритовому циркону как протерозойские (Gehrels et al., 2011).

Оценка температур и давлений формирования пород LHS вблизи зоны надвига, выполненная при помощи термодинамических расчетов с использованием реальных составов сосуществующих минералов, дала параметры от 480–490 °C и 5.55 кбар для начального этапа метаморфизма и 530–560 °C 7.7–9.1 кбар – для конечного (Moska et al., 2012). Авторами работы проанализированы биотит, гранат, иногда, ставролит и эпидот кварц-слюдистых сланцев с ильменитом. Несмотря на тщательные петрографические работы, минералы РЗЭ в работе не упомянуты. Условия образования кварцмусковитовых (кварц-мусковит-хлоритовых, хлорит-мусковитовых) филлитов без ставролита, граната и эпидота, в той статье не рассматривались.

#### Материалы и методы исследования

Образец для исследования был отобран авторами между деревнями Кебанг и Синам, на правом



*Рис. 1.* Положение места отбора образца (обозначено звездочкой) на схематической геологической карте района Таморского окна (по Bukingham, 2014).

Fig. 1. Sampling place (star) on schematic geological map of the Tamor window area after (Bukingham, 2014).

берегу реки Кабели-Хола во время трека к подножью г. Канченжанги (8586 м) в 2017 г. Образец отобран из тела зеленовато-серых филлитов видимой мощностью вкрест простирания около 100 м, залегающего между более массивными кварцсодержащими сланцами и кварцитами.

Из образца был изготовлен полированный препарат, изученный при помощи сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) НІТАСНІ S-3400N, оснащённого энергодисперсионным спектрометром Oxford Х-тах 20 при 20 кВ и 1.5 нА, расстояние образец-детектор 10 мм и время накопления спектра 60 секунд живого времени на точку в ресурсном центр СПбГУ «Геомодель» (г. Санкт-Петербург). Спектрометр откалиброван по набору стандартных природных и синтетических образцов, в том числе, набору редкоземельных стекол (MAC standards). Идентификации минералов подтверждена картинами дифракции обратнорассеянных электронов (EBSD), полученными с использованием детектора Oxford HKLNordlysNano, также установленного на СЭМ НІТАСНІ S-3400N. Условия получения картин дифракции: 20 кВ, 1.5 нА, выдержка 0.5 секунд на одну картину, усреднение пяти изображений и их последующая обработка с помощью программного пакета Oxford AZtecHKL. В качестве фаз сравнения использованы структуры алланита, мусковита 2M<sub>1</sub>, рабдофана и эпидота из базы данных ICSD, структурные данные монацита получены из базы данных AMCSD.

Для получения качественных картин дифракции с поверхности образца удалён механически искаженный слой методом обработки направленным пучком аргоновой плазмы. Травление проводилось в ресурсном центре Научного Парка СПбГУ «Наноконструирование фотоактивных материалов (Нанофотоника)» на установке Oxford IonFab 300 (аргоновая плазма, экспозиция 10 минут, угол 45°, ускоряющее напряжение 500 В, ток 200 мА, диаметр пучка 4 дюйма.

Валовый минеральный состав определён методом полнопрофильного анализа (Ритвельда) при помощи программного пакета SIROQUANT 4.0 с использованием внутренней базы эталонов и рентгенограммы, полученной на рентгеновском дифрактометре Shimadzu XRD-6000, Си-Ка излучение с монохроматором, со скоростью съёмки 1 °/мин в Институте минералогии УРО РАН (ИМин УрО РАН, г. Миасс). Содержание некоторых элементов оценено при помощи портативного рентгенофлюоресцентного анализатора INNOV-Ха в ИМин УрО РАН.

Таблица 1

Table 1

Chemical composition (wt. %) and formulae of muscovite and chlorite											
Точка анализа	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	FeO*	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	H <sub>2</sub> O**	Сумма***	
Мусковит											
237	46.96 0.32 34.46 0.98 1.54 0.65 10.28 95.19 4.50									99.69	
241	46.79	46.79 0.32 35.54 0.75 1.58 0.69 10.20 95.87 4.54								100.40	
Хлорит											
215	27.21	0.00	24.24	11.72	24.57	-	—	87.25	11.68	99.43	
219	24.37	0.00	24.02	12.12	29.06	-	—	89.57	11.44	101.00	
Кристаллохимические формулы											
	Мусковит (Σ зарядов = 22)										
237	237 $(K_{0.87}Na_{0.08})_{0.96}(Al_{1.83}Mg_{0.10}Fe^{2+}_{0.09}Ti_{0.02})_{2.03}((Si_{3.13}Al_{0.87})_{4.00}O_{10})(OH)_{2.00}$										
241	(K <sub>0.86</sub> Na	$(K_{0.86}Na_{0.09})_{0.95}(Al_{1.86}Fe^{2+}{}_{0.09}Mg_{0.07}Ti_{0.02})_{2.04}((Si_{3.09}Al_{0.91})_{4.00}O_{10})(OH)_{2.00}$									
Хлорит (Σ зарядов = 22)											
215	215 $(Mg_{1,79}Fe^{2+}_{2,11}Al_{1,73})_{5,63}(Si_{2,79}Al_{1,21}O_{10})(OH)_{8}$										
219	219 $(Mg_{1.89}Fe^{2+}_{2.55}Al_{1.52})_{5,96}(Si_{2.56}Al_{1.44}O_{10})(OH)_{8}$										

Химический состав (мас. %) и кристаллохимические формулы мусковита и хлорита

 $I_{20}$  ( $Hg_{1.89}$ ) с  $I_{2.55}$   $H_{1.52}/5,96(012,56)$   $H_{1.44}O_{10}$  ( $OH_{78}$ )  $I_{10}$  *Примечание.* \* – всё железо условно принято как  $Fe^{2+}$ , \*\* – содержания  $H_2O$  рассчитаны по стехиометрии мусковита и хлорита; \*\*\* – сумма рассчитана с учётом  $H_2O^{**}$ . Номера анализов соответствуют точкам на рис. 2в, д. Прочерк – не обнаружено.

*Note.* \* – all iron is conditionally accepted  $Fe^{2+}$ , \*\* –  $H_2O$  content is recalculated according to stoichiometry of muscovite and chlorite; \*\*\* – sum is recalculated including  $H_2O^{**}$ . Numbers of analyses correspond to points in Fig. 2B,  $\mu$ . Dash – not detected.

# Породообразующие и второстепенные минералы

Изученный образец представлен тонкочешуйчатым хлорит-мусковитовым сланцем (филлитом) (рис. 2а). В химическом составе образца присутствуют (мас. %) Fe 2.0, Ti 0.7, Rb 0.04, Zr 0.03, а также первые десятки г/т Sr и Zn. Согласно данным рентгеноструктурного анализа и EBSD, мусковит представлен политипной модификацией 2М<sub>1</sub>, его содержание составляет ~95 мас. %; хлорит представлен модификацией Ib, его содержание составляет ~5 мас. %. В породе присутствуют также единичные зёрна кварца, которые обнаруживаются только при исследовании на СЭМ. Полевые шпаты, гранат, кианит в образце не зафиксированы. Второстепенные минералы – ильменит и алланит (см. рис. 2 б, в), акцессорные – монацит, ксенотим, циркон, силикат тория (торит ?).

Мусковит. Преобладающая в породе светлая слюда формирует лепидобластовый агрегат, состоящий из чешуек размером до 50 мкм по максимальному измерению и толщиной 5–10 мкм. Состав удовлетворительно рассчитывается на формулу диоктаэдрической слюды (табл. 1). Расчётное заполнение октаэдрического слоя 2.03–2.04, содержание Mg и Fe в октаэдрах составляет 0.07–0.10 и 0.07–0.09 соответственно, межслоевые катионы представлены K (0.86–0.87 к.ф.) и Na (0.08– 0.09 к.ф.). Количество Si 3.09–3.12 и баланс зарядов позволяют предположить, что часть Fe находится в окисленной форме, что не редкость для диоктаэдрических слюд ряда ферроселадонит-мусковит из слабометаморфизованных пород (Дир и др., 1966).

Хлорит встречается в виде редких чешуй, согласно расположенных среди агрегата мусковита (рис. 2д). Состав хлорита железо-магнезиальный, общая железистость составляет 0.53-0.57 (см. табл. 1). Расчётное заселение октаэдрического слоя 5.63-5.93, соответствует триоктаэдрическому типу. Содержание Si в тетраэдрах составляет 2.56-2.81. Оценка температуры образования хлорита с использованием различных мономинеральных термометров (Cathalineou, 1988; Kranidiotis, McLean, 1987; Jovett, 1991) даёт сходные температуры для одного и того же анализа, но значительно (до 100 °C) варьирующие для различных зёрен (табл. 2). Несмотря на несовершенство использованной методики оценки температур, все полученные значения (297-407 °C) не превышают изограду биотита и соответствуют наблюдаемым минеральным парагенезисам.

**Ильменит** образует равномерную вкрапленность столбчатых метакристаллов размером до 50 мкм с включениями кварца, мусковита и редкими тонкими ламеллями гематита (см. рис. 26–е). Состав ильменита близок к стехиометрическому: присутствует только незначительная примесь Mn 0.45–0.66 мас. %.



Рис. 2. Морфология минералов-концентраторов РЗЭ в хлорит-мусковитовых филлитах.

а – общий вид образца, б – метакристаллы алланита и тонкая равномерная вкрапленность ильменита на плоскости рассланцевания филлита; в – многочисленные метакристаллы алланита и ильменита в плоскости сланцеватости филлита; г – зональный метакристалл алланита с включениями кварца, белое – силикат тория (торит?); д – метакристаллы ильменита, ориентированные согласно сланцеватости в хлорит-серицитовом филлите; е – пойкилокристалл ильменита с включениями кварца; ж – метакристалл ксенотима; з – синтаксический (?) сросток циркона (258) и ксенотима (259). Фото в-з – изображение BSE с точками и номерами анализов.

Fig. 2. Morphology of REE minerals in chlorite-mscovite phyllites.

a – general view of the sample, 6 – allanite metacrystals and fine even dissemination of ilmenite on cleavage surface of phyllite; B – numerous metacrystals of allanite and ilmenite in cleavage plane of phyllite;  $\Gamma$  – zonal metacrystal of allanite with quartz inclusion, light – Th silicate (thorite?);  $\pi$  – concordant orientation of ilmenite metacrystals in chlorite-muscovite phyllite; e – ilmenite poykillite with quartz inclusions;  $\pi$  – xenotime metacrystal; 3 – syntactical (?) intergrowth of zircon (258) and xenotime (259). Photos B–3 – BSE images with points of analyses.

Таблица 2 Table 2

# Температуры минералообразования по составу хлорита

<b>I</b>		0 1					
Формина инд роснёто	Contracto	T, °C					
Формула для расчета	Ссылка	Точка № 215 на рис. 2в	Точка № 219 на рис. 2в				
$T(^{\circ}C) = -61.92 + 321.98 \text{Al}^{\text{IV}}$	Cathelineau, 1988	326	403				
$T(^{\circ}C) = 106Al_{c}^{IV} + 18Al_{c}^{IV} = Al^{IV} + 0.7(Fe/[Fe + Mg])$	Kranidiotis, MacLean, 1987	314	367				
$T(^{\circ}C) = 319AI_{c}^{IV} - 69$ AI_{c}^{IV} = AI^{IV} + 0.1(Fe/[Fe + Mg])	Jowett, 1991	333	410				

Temperatures of mineral formation according to chlorite composition

#### Минералы редких земель, Zn и Th

Алланит встречается в виде зеленовато-жёлтых удлинённо-призматических метакристаллов размером до 0.5 мм по удлинению и толщиной до 50 мкм с тонкими включениями силикатов, преимущественно, кварца (см. рис. 26-г) и мельчайших выделений фосфата РЗЭ. Метакристаллы ориентированы параллельно плоскости сланцеватости. Отмечаются двойники. Метакристаллы часто зональны (рис. 2г): в центральной части повышено содержание Th, во внешней – лёгких и средних РЗЭ. Спектр РЗЭ Ce>La>Nd>>>Pr, Sm. В некоторых анализах наблюдается примесь Y, U, Mg или Mn (табл. 3). Обращает на себя внимание дефицит суммы анализов, возможно, связанный с присутствием молекулярной воды либо несовершенством использованного аналитического оборудования. Тем не менее, картины электронной дифракции, полученные для алланита, демонстрируют хорошее совпадение с теоретическими картинами Кикучи Се-алланита по 10 рефлексам с суммарным угловым отклонением менее 1°.

Монацит обнаружен в виде очень мелких включений в алланите (см. рис. 2в) или субмикронных зёрен в массе слюды. Спектр РЗЭ монацита аналогичен спектру РЗЭ алланита: Ce > La > Nd >>> Pr, Sm. Среди примесей постоянно присутствуют Са, Fe, Si (табл. 4), а в некоторых спектрах, полученных с очень мелких выделений – U и Th. Анализы характеризуются дефицитом суммы, однако при пересчёте теоретического содержания воды, соответствующего формуле рабдофана, сумма оксидов становится близка к 100 %. Это потребовало проведения дополнительных исследований для более аргументированного отнесения фосфата РЗЭ к определённому минеральному виду. Попытка получить рамановские спектры минерала не привела к успеху из-за сильной люминесценции. Картины дифракции электронов слабо разрешены ввиду наличия радиогенных элементов, однако для них получено решение, совпадающее по восьми рефлексам с суммарным угловым отклонением <0.5° с теоретическими картинами Кикучи для монацита-(Се) (рис. 3). Решения для рабдофана не были найдены, что даёт основание, несмотря на дефицит суммы, утверждать, что фосфаты представлены именно монацитом.

Ксенотим встречен в виде метакристаллов размером до 12 мкм и в сростке (эпитаксиальном?) с цирконом (см. рис. 2). В составе ксенотима фиксируется примесь тяжёлых РЗЭ, Th или U (табл. 5). **Циркон** встречается в виде амебовидных выделений (скелетных кристаллов?) размером до 7– 10 мкм, иногда тесно срастается с ксенотимом сопоставимого размера. Состав циркона непостоянен, наблюдается варьирующая примесь 0.90– 5.88 мас. % HfO<sub>2</sub>, для некоторых зёрен отмечено присутствие Fe до 0.28 мас. % (табл. 6).

Среди акцессорных минералов по спектру ЭДС диагностировано субмикронное зерно силиката Th.

#### Обсуждение и выводы

Изученный образец характеризует породы, образующие мощное геологическое тело. Порода не содержит минеральных ассоциаций, типичных для более высокого уровня метаморфизма, поэтому более вероятно, что они представляют пластину филлитов, а не являются продуктом диафтореза.

Стехиометричный состав мусковита, в том числе, хорошее соответствие расчётной суммы анализов 100 %, учитывающих содержание гидроксильной воды (см. табл. 1), и полное соответствие структуры эталонному мусковиту 2M<sub>1</sub> указывает на то, что первичная осадочная порода прошла стадии диагенеза и катагенеза, а отсутствие биотита – на её преобразование в температурных условиях ниже биотитовой изограды, что также согласуется результатам расчёта по хлоритовым термометрам. Преимущественно мусковитовый состав породы соответствует высоким содержаниям в ней глинозёма, которое может быть связано с глинистым (иллит-смектитовым) составом первичной породы.

Кристаллическая форма выделений алланита, его зональность, согласное со сланцеватостью



*Fig. 3.* Backscattered electron diffraction pattern of REE phosphate with superimposed theoretical Kikuchi pattern of monazite-(Ce).



) ) ) (	Cymma***	97.07	98.70	99.12	98.18	97.38	98.07	96.93		P33+Ca+Th+U	1.78	1.74	1.77	1.77	1.74	1.70	1.79	всё железо условно
	$H_2O^{**}$	1.68	1.76	1.69	1.65	1.65	1.70	1.68		Сумма РЗЭ	0.66	0.45	0.66	0.72	0.61	0.63	0.66	0: * - BC
	Cymma	95.39	96.94	97.43	96.54	95.73	96.37	95.26		n	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	6 - 0.12  K
	$ThO_2$	0.35	2.73	1.39	1.18	3.68	0.00	0.00		Th	0.01	0.05	0.03	0.02	0.08	0.00	0.00	) · ан 21
Ite	$\mathrm{Sm}_2\mathrm{O}_3$	0.54	0.42	0.39	0.53	0.46	0.35	0.64		Sm	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.27 TiC
o I allan	$Nd_2O_3$	3.29	2.30	2.80	3.85	3.22	3.18	3.57	= 25)	Nd	0.11	0.07	0.09	0.12	0.10	0.10	0.11	28 MnO.
formulae	$Pr_2O_3$	0.92	0.71	0.68	1.32	0.74	0.68	1.06	зарядов	Pr	0.03	0.02	0.02	0.04	0.02	0.02	0.03	2.29 - 0.2
%) and	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.89	6.20	9.98	10.87	9.36	9.30	10.00	omyne ( $\Sigma$	Ce Ce 0.32 0.10	0.19	0.32	0.36	0.36 0.31 0.30	0.33	UO.: aH.		
uon (wt.	$La_2O_3$	5.04	3.25	6.06	5.27	4.55	5.75	4.88	ты в фор	La	0.17	0.10	0.20	0.18	0.15	0.19	0.16	PO. 0.79
composi	$Y_2O_3$	0.44	1.08	0.42	0.00	0.00	0.24	0.00	ффициен	Υ	0.02	0.05	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	- 0.36 M
uemical	FeO*	11.10	10.07	11.71	11.83	11.53	11.54	11.17	Koa	Fe	0.83	0.72	0.87	0.90	0.87	0.85	0.83	: ан. 207
	CaO	11.43	13.40	11.40	10.51	10.89	11.38	11.85		Ca	1.10	1.22	1.08	1.02	1.06	1.07	1.13	(Mac. %)
	$K_2O$	0.00	0.00	0.00	0.29	0.00	0.00	0.00		K	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	солержит
	$SiO_2$	32.69	33.76	32.77	32.03	32.17	33.39	32.62		Si	2.92	2.88	2.90	2.91	2.92	2.94	2.92	нит также
·	$Al_2O_3$	19.69	21.86	19.82	18.86	19.14	20.01	19.46		Al	2.12	2.24	2.11	2.07	2.09	2.12	2.10	ние Алла
·	№ aн.	205	207	208	216	228	229	230			205	207	208	216	228	229	230	Примеча

принято как Fe<sup>2+</sup>, \*\* – содержания H,O рассчитаны по стехиометрии мусковита и хлорита; \*\*\* – сумма рассчитана с учётом H,O\*\*. Номера анализов соответствуют точкам на рис. 2в, г.

*Notes*. Alanite also contains (wt. %): an. 207 – 0.36 MgO, 0.79 UO; an. 229 – 0.28 MnO, 0.27 TiO.; an. 216 – 0.12 K,O; \* – all iron is conditionally accepted Fe<sup>2+</sup>, 2B, including H,O\*\*. Numbers of analyses correspond to points in Figs. sum is recalculated – H<sub>,</sub>O content is recalculated according to stoichiometry of allanite; \*\*\* – \*

залегание и наличие пойкилитовых вростков породообразующих минералов указывают на его метаморфогенное образование.

Мелкие размеры монацита, циркона и ксенотима не позволяют однозначно определить их происхождение. Монацит преимущественно встречается в виде субмикронных включений в алланите, иногда многочисленных, и образует редкие зерна в агрегате слюды. В случае его аллотигенного происхождения, распределение этого минерала могло быть более равномерным без ассоциации с метаморфогенным алланитом. Ксенотим, помимо метакристаллов, встречается в виде сростков со скелетными кристаллами циркона. Нужно подчеркнуть, что детритовый циркон обычно формирует округлые зёрна или кристаллы со сглаженными гранями, тогда как амёбовидные выделения для него нехарактерны. Таким образом, исходя из особенностей морфологии, можно предполагать метаморфогенное происхождение алланита, фосфатов РЗЭ, и, хотя бы частично, циркона.

Повышенное внимание к метаморфогенному монациту связано с использованием этого минерала для определения абсолютного возраста пород (Harrison et al., 2002 и др.). Распространено мнение, что метаморфогенный монацит образуется в условиях выше ставролитовой/кианитовой изограды, т.е выше 600 °С (Kohn, Malloy, 2004). Зональность крупных зёрен монацита с повышенной концентрацией Th в их центре рассматривается как свидетельство прогрессивного характера метаморфизма. В более низкотемпературных метаморфических породах РЗЭ входят в состав метаморфогенного алланита. Дж. Ферри специально подчёркивает, что монацит из зелёных сланцев преимущественно имеет детритовый характер, и при возрастании уровня метаморфизма выше биотитовой изограды замещается алланитом,

76

Ŀ

### Таблица 4

Table 4

# Химический состав (мас. %) и кристаллохимические формулы монацита

Точки H,O\* Сумма\*\* SiO,  $P_{2}O_{5}$ CaO FeO La<sub>2</sub>O<sub>3</sub> Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub> Pr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> Сумма анализов 211 1.01 29.29 1.05 0.79 20.76 32.3 2.65 8.18 96.03 2.5 98.53 212 28.97 0.36 23.02 32.72 2.32 95.79 99.49 8.4 3.7 Коэффициенты в формуле (Р = 1) Р Nd H,O Ca Si Fe La Pr Ce 211 0.04 1.00 0.03 0,47 0.04 0.05 0.31 0.12 1.0 0.49 212 1.00 0.02 0.00 0.35 0.03 0.12 1.0

Примечание. Содержание H2O\* рассчитано по стехиометрии рабдофана, \*\* – сумма с учётом H2O\*. Номера анализов соответствуют точкам на рис. 2в.

*Note.*  $H_2O^*$  content is recalculated according to stoichiometry of rabdophane; \*\* – sum is recalculated including  $H_2O^*$ . Numbers of analyses correspond to points in Fig. 2B.

### Химический состав (мас. %) и кристаллохимические формулы ксенотима

#### Chemical composition (wt. %) and formulae of xenotime NO. 010

Примечание. Номера анализов соответствуют точкам на рис. 2в, ж, з. Прочерк – не обнаружено. *Note.* Numbers of analyses correspond to points in Figs. 2B, x, 3. Dash – not detected.

#### Химический состав (мас. %) и кристаллохимические формулы циркона

Chemical composition (wt. %) and formulae of zircon

Примечание. Точка анализа 259 см. на рис. 23; остальные точки не показаны.

Note. For point of analysis 259, see Fig. 23; other points are not shown.

а метаморфогенный монацит возникает только в условиях выше изограды андалузита (Ferry, 2000). В качестве источника тяжёлых РЗЭ рассматривается гранат, лёгких РЗЭ и Р – плагиоклазы и другие типичные породообразующие алюмосиликаты, содержащие незначительные количества РЗЭ и Р (Kohn, Malloy, 2004). Источником РЗЭ для формирования метаморфогенного монацита в этих условиях также может служить алланит, неустойчивый при температурах выше изоград ставролита и киа-

МИНЕРАЛОГИЯ 4(3) 2018

Формулы (Si = 1) Точка анализа ZrO<sub>2</sub> HfO<sub>2</sub> FeO SiO<sub>2</sub> Сумма 235 66.92 0.90 0.00 100.45 32.62 Zr<sub>1.00</sub>Hf<sub>0.01</sub>Si<sub>1.00</sub>O<sub>4.00</sub> 259 65.32 1.04 0.28 31.98 98.62  $Zr_{1.00}Hf_{0.01}Fe_{0.01}Si_{1.00}O_{4.00}$ 267 62.41 5.88 0.00 33.01 101.30 Zr<sub>0.92</sub>Hf<sub>0.06</sub>Si<sub>1.00</sub>O<sub>4.00</sub>

> нита/андалузита (Smith, Barreiro, 1990; Ferry, 2000; Catlos et al., 2001; Wing et al., 2003).

> Однако в работе (Boswell et al., 2003) в зеленосланцевых породах хлоритовой зоны описан зональный монацит, ядро которого имеет детритовое происхождение, а оторочка - метаморфогенная, при этом в метаморфогенном монаците наблюдаются повышенные концентрации примесей. Метаморфогенное, а возможно, катагенетическое происхождение одной из генераций монацита до-

Таблица 5

#### Table 5



Сумма

98.60

99.42

99.30

98.88

Таблица б

Table 6

Точки анализов	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Tb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ho <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Lu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	ThO <sub>2</sub>	UO <sub>2</sub>
220	35.39	47.88	1.26		4.45		4.10	4.57			0.94
223	35.15	46.58	2.09	0.35	5.89	1.44	4.11	3.42		0.42	
224	35.43	46.09	2.19	0.33	6.07	1.04	4.47	3.17			0.51
258	34.99	46.94	0.65		3.71	1.27	4.56	4.91	0.68		1.05
Коэффициенты в формуле (P = 1)											
220	1	0.85	0.01	0.00	0.05	0.00	0.04	0.05	0.00	0.00	0.01
223	1	0.84	0.02	0.00	0.06	0.02	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00
224	1	0.82	0.02	0.00	0.06	0.01	0.05	0.03	0.00	0.00	0.00
258	1	0.85	0.01	0.00	0.04	0.01	0.05	0.05	0.00	0.00	0.01



казано в чёрных сланцах месторождения Сухой Лог (Юдовская и др., 2011). Б. Расмуссен выделял в низкоградных ассоциациях сланцев метаморфогенный монацит, отличавшийся от детритового пониженными концентрациями U и Th (Rasmussen et al., 2001, 2007). Им также показана возможность образования циркона при низкоградном метаморфизме осадочных пород (Rasmussen, 2005).

Богатый примесями низкотемпературный монацит описан в коре выветривания Томторского месторождения (Лазарева и др., 2015), а новообразованный монацит в ассоциации с каолинитом и галлуазитом – в неогеновых карстовых полостях на юге Бельгии (Nicaise et al., 1996). Однако, как правило, доказательства принадлежности фосфата РЗЭ именно к безводному минеральному виду в указанных выше работах не приводились, либо выводы делались на основании суммы оксидов в микрозондовом анализе.

В рассмотренных нами породах алланит не имеет признаков замещения и, соответственно, не мог служить источником РЗЭ для формирования новообразованного монацита. Источником РЗЭ для образования как алланита, так и фосфатов РЗЭ, мог служить обменный комплекс глин первичных пород, высвобождающийся при дегидратации осадка в ходе катагенеза и начального метагенеза (Юдович, Кетрис, 1994; Rasmussen et al., 2001, 2007; Юдовская и др., 2011). На единый источник РЗЭ для образования алланита и монацита может указывать сходство спектров РЗЭ этих минералов и их тесная пространственная ассоциация. При недостаточном содержании Р в системе, РЗЭ и Th при метаморфизме входили в состав компетентных силикатов (алланита, торита) и только частично связывались с фосфатами.

Следует отметить находку глубоководных илов, обогащённых редкоземельными элементами иттриевой группы (Kato et al., 2011). Продолжение исследований в этом направлении привело к открытию огромных запасов РЗЭ в акватории Тихого океана (Iijima et al., 2016). Было установлено, что РЗЭ адсорбируются из морской воды присутствующим в глубоководных илах биогенным фосфатом кальция (БФК). Исследования БФК методами рентгеноспектрального микроанализа и ICP-MS с индуктивно-связанной плазмой показали, что содержание РЗЭ в нём обычно превосходит 15000 г/т, иногда достигая 22000 г/т, и именно БФК является главным минералом-концентратором РЗЭ в современных глубоководных илах (Takaya et al., 2018). Возможно, данный механизм, помимо сорбции глинистыми минералами, был реализован и при накоплении РЗЭ в исходных глинистых осадках, послуживших протолитом для образования мета-морфических пород LHS.

Таким образом, собственные метаморфогенные минеральные формы РЗЭ в изученных филлитах представлены алланитом, монацитом и ксенотимом. Температура образования пород, оценённая по хлоритовому термометру, не превышает 410 °С, её минеральный состав соответствует хлоритовой зоне фации зелёных сланцев. В качестве источника РЗЭ, Th и U предполагается обменный комплекс первичных глинистых осадков и, возможно, биогенный фосфат Са. Восстановление дальнейшей эволюции минеральных форм РЗЭ требует детального изучения акцессорных минералов всего метаморфического разреза.

Работы частично выполнены в рамках раздела «Выявление минералогических критериев эпигенетических и гипергенных изменений металлоносных осадков» темы АААА-А16-116021010244-0.

В работе использовано оборудование ресурсных центров «Геомодель» и «Наноконструирование фотоактивных материалов (Нанофотоника)» Научного Парка СПбГУ.

Авторы благодарны М.С. Ложкину за содействие в ионном травлении образца и рецензенту к.г.-м.н. П.Я. Азимову за доброжелательную критику и ценные замечания.

### Литература

Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. (1966). Породообразующие минералы. Т. 5. Слоистые силикаты. М., Мир, 317 с.

Лазарева Е.В., Жмодик С.М., Добрецов Н.Л., Толстов А.В. Щербов Б.Л., Карманов Н.С., Герасимов Е.Ю., Брянская А.В. (2015) Главные рудообразующие минералы аномально богатых руд месторождения Томтор (Арктическая Сибирь). *Геология и геофизика*, 56(6), 1080–1115.

**Юдович Я.Э., Кетрис М.П.** (1994) Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург, УИФ Наука. 304 с.

Юдовская М.А., Дистлер В.В., Родионов Н.В., Мохов А.В., Антонов А.В., Сергеев С.А. (2011) Соотношение процессов метаморфизма и рудообразования на золотом черносланцевом месторождении Сухой Лог по данным U-Th-Pb-изотопного SHRIMP-датирования акцессорных минералов. Геология рудных месторождений, 53(1), 32–64. **Boswell A., Wing B.N., Ferry J.M., Harrison T.M.** (2003) Prograde destruction and formation of monazite and allanite during contact and regional metamorphism of pelites: Petrology and geochronology. *Contrib. Mineral. Petrol.* **145**, 228–250.

**Buckingham H.M.** (2014) Evolution and late stage deformation of the Himalayan metamorphic core, Kanchenjunga region, Eastern Nepal. A thesis submitted in partial fulfillment of the equirements for the degree of master of science. University of British Columbia, USA, 140 p.

**Cathelineau M.** (1988) Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals.* **23**. 471–485.

Catlos E.J., Harrison T.M., Kohn M.J., Grove M., Ryerson F.J., Manning C.E., Upreti B.N. (2001) Geochronologic and thermobarometric constraints on the evolution of the Main Central Thrust, central Nepal Himalaya. J. Geophys Res, **106**, 16177–16204.

**Dhakal S.** (2014) Geological Divisions and Associated Hazards in Nepal. *Contemporary Environmental Issues and Methods in Nepal*. TU CDES, 100–109.

**Dhital M.R. (2015)** Geology of the Nepal Himalaya. Springer, 498 p.

Ferry J. M. (2000) Patterns of mineral occurrence in metamorphic rocks. *Am. Mineral.*, **85**, 1573–1588.

Gehrels G.E., Kapp P., DeCelles P.G., Pullen A., Blakey R., Weislogel A., Ding L., Guynn J., Martin A., McQuarrie N., Yin A. (2011) Detrital zircon geochronology of pre-Tertiary strata in the Tibetan–Himalayan orogeny. *Tectonics* **30**, TC5016. http://dx.doi.org/10.1029/2011TC002868.

Harrison T.M., Catlos E.J., Montel J.-M. (2002) U– Th–Pb dating of phosphate minerals. *Review of Mineralogy and Geochemistry*, **48**, 523–558

**Iijima K., Yasukawa K., Fujinaga K.** (2016) Discovery of extremely REY-rich mud in the western North Pacific Ocean. *Geochemical Journal*. **50**(6). 557–573.

**Imayama T., Takeshita T., Arita K.** (2010) Metamorphic P–T profile and P–T path discontinuity across the far-eastern Nepal Himalaya: investigation of channel flow models. *Journal of Metamorphic Geology*, **28**, 527–549.

Jowett E.C. (1991) Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting. Toronto, May 27–29, 1991. *Program with Abstracts.* **16**. A62.

Kato Y., Fujinaga K., Nakamura K., Takaya Y., Kitamura K., Ohta J., Toda R., Nakashima T., Iwamori H. (2011) Deep-sea mud in the Pacific Ocean as a potential resource for rare-earth elements. *Nature geoscience*. 4. 535–539

**Kranidiotis P., MacLean W.H.** (1987) Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*. **82**. 1898–1911.

Kohn M.J., Malloy A.M. (2004) Formation of monazite via prograde metamorphic reactionsamong common silicates: implications for age determinations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **68**, 101–113.

Mascle G., Pecher A., Guillot S., Rai S.M., Gajurel A.P. (2012) The Himalaya-Tibet Collision. *J. Nepal Geological Society*, **1**, 1–21.

McQuarrie N., Tobgay T., Long S., Reiners P., Cosca M. (2014) Variable exhumation rates and variable displacement rates: Documenting recent slowing of Himalayan shortening in western Bhutan. *Earth and Planetary Science Letters*, **386**, 161–174.

**Mosca P., Groppo C., Rolfo F.** (2012) Structural and metamorphic features of the Main Central Thrust Zone and its contiguous domains in the eastern Nepalese Himalaya. In: (Eds.) Mosca P., Groppo. C., and Rolfo F., Geological and structural architecture of the Kangchenjunga region in Eastern Nepal. *Journal of Nepal Geological Society*, (43) (Special Issue), 1–12.

Nicaise D., DePutter T., Andre L. et al. (1996) Neoformed LREE phosphates at the nanometer scale, in acid low temperature weathering: Consequences in rare earth elements, uranium and thorium trapping *Comptes rendus de l academie des sciences, serie II fascicule a-sciences de la terre et des planetes.* **323**(2), 113–120.

Rai S.M., Sakai H., Upreti B., Takigami Y., Ghimire S., Koirala D., Gautam T., Sonyok D., Poudel Ch. (2004) Tectono-metamorphic evolution of the far-Eastern Nepal Himalaya. *Himalayan journal of sciences*, **2**(4), 225.

**Rasmussen B., Fletcher Ian R., McNaughton Neal J.** (2001) Dating low-grade metamorphic events by SHRIMP U-Pb analysis of monazite in shales. *Geology*, **29**, 963–966.

**Rasmussen B., Fletcher Ian R., Muhling Janet R.** (2007) In situ U-Pb dating and element mapping of three generations of monazite: Unravelling cryptic tectonothermal events in low-grade terranes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **71**, 670–690.

**Rasmussen B.** (2005) Zircon growth in very low grade metasedimentary rocks: evidence for zirconium mobility at 250 °C. *Contribution Mineralogy and Petrology*, **150**, 146–155.

Schelling D. (1992) The tectonostratigraphy and structure of the eastern Nepal Himalaya. *Tectonics*, **11**(5), 925–943.

Searle M.P., Law R.D., Godin L., Larson K.P., Streule M.J., Cottle J.M., Jessup M.J. (2008) Defining the Himalayan Main Central Thrust in Nepal. *Journal of the Geological Society of London*, 165, 523–534.

Smith H.A., Barreiro B. (1990) Monazite U-Pb dating of staurolite grade metamorphism in pelitic schists. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **105**, 602–615.

Takaya Y., Yasukawa K., Kawasaki T., Fujinaga K., Ohta J., Usui Yo., Nakamura K., Kimura J.-I., Chang Qi., Hamada M., Dodbiba G., Nozaki T., Iijima K., Morisawa T., Kuwahara N., Ishida Ya., Ichimura T., Kitazume M., Fujita T., Kato Ya. (2018) The tremendous potential of deep-sea mud as a source of rare-earth elements. *Nature, Scientific Reports.* 8. Article No 5763(2018).

#### References

**Boswell A., Wing B.N., Ferry J.M., Harrison T.M.** (2003) Prograde destruction and formation of monazite and allanite during contact and regional metamorphism of pelites: Petrology and geochronology. *Contrib. Mineral. Petrol.* **145**, 228–250.

**Buckingham H.M.** (2014) Evolution and late stage deformation of the Himalayan metamorphic core, Kanchenjunga region, Eastern Nepal. A thesis submitted in partial fulfillment of the equirements for the degree of master of science. University of British Columbia, USA, 140 p.

Cathelineau M. (1988) Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*. 23. 471–485

Catlos E.J., Harrison T.M., Kohn M.J., Grove M., Ryerson F.J., Manning C.E., Upreti B.N. (2001) Geochronologic and thermobarometric constraints on the evolution of the Main Central Thrust, central Nepal Himalaya. *J Geophys Res*, **106**, 16177–16204.

**Dhakal S.** (2014) Geological Divisions and Associated Hazards in Nepal. *Contemporary Environmental Issues and Methods in Nepal.* TU CDES, 100–109.

**Dhital M.R. (2015)** Geology of the Nepal Himalaya. Springer. 498 p.

**Deer W.A., Howie R.A., Zussman J.** (1962) Rockforming minerals. V. 5. Sheet silicates. London, Longman, 316 p.

Ferry J.M. (2000) Patterns of mineral occurrence in metamorphic rocks. *Am. Mineral.*, **85**, 1573–1588.

Gehrels G.E., Kapp P., DeCelles P.G., Pullen A., Blakey R., Weislogel A., Ding L., Guynn J., Martin A., McQuarrie N., Yin A. (2011) Detrital zircon geochronology of pre-Tertiary strata in the Tibetan– Himalayan orogeny. *Tectonics* **30**, TC5016. http://dx.doi. org/10.1029/2011TC002868.

Harrison T.M., Catlos E.J., Montel J.-M. (2002) U– Th–Pb dating of phosphate minerals. *Review of Mineralogy and Geochemistry*, **48**, 523–558.

**Iijima K., Yasukawa K., Fujinaga K.** (2016) Discovery of extremely REY-rich mud in the western North Pacific Ocean. *Geochemical Journal*. **50**(6). 557–573

**Imayama T., Takeshita T., Arita K.** (2010) Metamorphic P–T profile and P–T path discontinuity across the far-eastern Nepal Himalaya: investigation of channel flow models. *Journal of Metamorphic Geology*, **28**, 527–549.

Jowett E.C. (1991) Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting. Toronto, May 27–29, 1991. *Program with Abstracts.* **16**. A62.

Kato Y., Fujinaga K., Nakamura K., Takaya Y., Kitamura K., Ohta J., Toda R., Nakashima T., Iwamori H. (2011) Deep-sea mud in the Pacific Ocean as a potential resource for rare-earth elements. *Nature geoscience*. **4**. 535–539.

Kohn M.J., Malloy A.M. (2004) Formation of monazite via prograde metamorphic reactions among common

silicates: implications for age determinations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **68**, 101–113.

Kranidiotis P., MacLean W.H. (1987) Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology.* **82**. 1898–1911.

Lazareva E.V., Zhmodik S.M., Tolstov A.V., Shcherbov B.L., Karmanov N.S., Dobretsov N.L., Gerasimov E.Y., Bryanskaya A.V. (2015) Main minerals of abnormally high-grade ores of the Tomtor deposit (Arctic Siberia). *Russian Geology and Geophysics*, **56**(6), 844–873.

Mascle G., Pecher A., Guillot S., Rai S.M., Gajurel A.P. (2012) The Himalaya-Tibet Collision. *J. Nepal Geological Society*, **1**, 1–21.

McQuarrie N., Tobgay T., Long S., Reiners P., Cosca M. (2014) Variable exhumation rates and variable displacement rates: Documenting recent slowing of Himalayan shortening in western Bhutan. *Earth and Planetary Science Letters*, **386**, 161–174.

**Mosca P., Groppo C., Rolfo F.** (2012) Structural and metamorphic features of the Main Central Thrust Zone and its contiguous domains in the eastern Nepalese Himalaya. In: (Eds.) Mosca, P., Groppo., C., and Rolfo F., Geological and structural architecture of the Kangchenjunga region in Eastern Nepal. *Journal of Nepal Geological Society*, **43** (Special Issue), 1–12.

Nicaise D., DePutter T., Andre L. et al. (1996) Neoformed LREE phosphates at the nanometer scale, in acid low temperature weathering: Consequences in rare earth elements, uranium and thorium trapping. *Comptes rendus de l academie des sciences, serie II fascicule a-sciences de la terre et des planetes.* **323**(2), 113–120.

Rai S.M., Sakai H., Upreti B., Takigami Y., Ghimire S., Koirala D., Gautam T., Sonyok D., Poudel Ch. (2004) Tectono-metamorphic evolution of the far-Eastern Nepal Himalaya. *Himalayan journal of sciences*, **2**(4), 225.

**Rasmussen B., Fletcher Ian R., McNaughton Neal J.** (2001) Dating low-grade metamorphic events by SHRIMP U-Pb analysis of monazite in shales. *Geology*, **29**, 963–966.

Rasmussen B. (2005) Zircon growth in very low grade metasedimentary rocks: evidence for zirconium mobility at 250 °C. *Contribution Mineralogy and Petrology* **150**, 146–155.

**Rasmussen B., Fletcher Ian R., Muhling Janet R.** (2007) In situ U-Pb dating and element mapping of three generations of monazite: Unravelling cryptic tectonothermal events in low-grade terranes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **71**. 670–690.

Schelling, D. (1992) The tectonostratigraphy and structure of the eastern Nepal Himalaya. *Tectonics*, **11**(5), 925–943.

Searle M.P., Law R.D., Godin L., Larson K.P., Streule M.J., Cottle J.M., Jessup M.J. (2008) Defining the Himalayan Main Central Thrust in Nepal. *Journal of the Geological Society of London*, **165**, 523–534. Smith H.A., Barreiro B. (1990) Monazite U-Pb dating of staurolite grade metamorphism in pelitic schists. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **105**, 602–615.

Takaya Y., Yasukawa K., Kawasaki T., Fujinaga K., Ohta J., Usui Yo., Nakamura K., Kimura J.-I., Chang Qi., Hamada M., Dodbiba G., Nozaki T., Iijima K., Morisawa T., Kuwahara N., Ishida Ya., Ichimura T., Kitazume M., Fujita T., Kato Ya. (2018) The tremendous potential of deep-sea mud as a source of rare-earth elements. *Nature, Scientific Reports.* 8. Article No 5763(2018). **Yudovich Ya.E., Ketris M.P.** (1994) Elementy-primesi v chernykh slantsakh [Trace elements in black shales]. Yekaterinburg, UIF Nauka. 304 p. (in Russian)

Yudovskaya M.A., Distler V.V., Rodionov N.V., Mokhov A.V., Antonov A.V., Sergeev S.A. (2011) Relationship between metamorphism and ore formation at the Sukhoi Log gold deposit hosted in black slates from the data of U-Th-Pb isotopic SHRIMP-dating of accessory minerals. *Geology of Ore Deposits*, 53(1), 27–57.

Статья поступила в редакцию 3 июля 2018 г.