

УДК 553.411:550.83.02

DOI: 10.24930/1681-9004-2022-22-5-667-693

## Реконструкция петрофизической зональности золоторудного месторождения Благодатное в Енисейском кряже: геодинамический и физико-химический аспекты

Ю. В. Колмаков<sup>1, 2</sup>, А. М. Сазонов<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Томский политехнический университет, 634050, г. Томск, пр. Ленина, 30, e-mail: kolmakovyv@tpu.ru

<sup>2</sup>Томский государственный университет, 634050, г. Томск, пр. Ленина, 36

<sup>3</sup>Сибирский федеральный университет, 660041, г. Красноярск, пр. Свободный, 79

Поступила в редакцию 16.05.2022 г., принята к печати 26.06.2022 г.

**Объект исследования.** Петрофизическая зональность золото-сульфидного месторождения Благодатное в Енисейском кряже. **Материалы и методы.** Исследованы физические поля методами магниторазведки, электроразведки и гамма-спектрометрии, петромагнитная неоднородность и минерало-геохимические (нейтронно-активационный анализ содержания редкоземельных и радиоактивных элементов, петрохимический рентгено-флуоресцентный анализ, электронно-зондовый микроанализ пиритов) особенности образований полиметаморфических комплексов, метасоматитов и руд. **Результаты.** Синколлизионное складчато-надвиговое нарушение (785 млн лет) подготовительного этапа обеспечило структурный контроль рудоносной минералообразующей системы. Признаками зон дислокационного метаморфизма являются магнитные и электрические геофизические аномалии, обусловленные пирротиновой и графитовой минерализацией зон кливажа на крыльях складок; удельного электрического сопротивления зон окварцевания в замках складок. Метасоматизм дорудного (753 млн лет) и рудного (698 млн лет) этапов осуществлялся в обстановке рифтогенеза. Дорудные кварц-мусковитовые и хлоритовые метасоматиты с углеродной минерализацией и надфоновыми содержаниями Au формировались под действием восстановительных растворов, в неизменном виде они сохранились в непродуктивном блоке месторождения. Им свойственны повышенные содержания радиоактивных элементов и естественная электрохимическая поляризуемость. На рудном этапе Au концентрировалось благодаря флюидам гидрокарбонатно-сульфидного состава в нарушениях сбросо-сдвиговой кинематики, что привело к значительным петрофизическим преобразованиям продуктивного блока месторождения. Ранние углеродные метасоматиты в подрудных и корневых участках рудных тел были обеднены U, но сохранили свою электрохимическую активность. Уран накапливался на верхних горизонтах продуктивного блока, породы которых утратили поляризуемость вследствие проявления в них рассеянной карбонатной минерализации. В составе сульфидов кристаллизовался магнитный пирротин с закономерным увеличением его доли в корневых участках рудных тел. На заключительном этапе (368 млн лет) минерализованная зона была разбита взбросами на серию блоков с неодинаковыми вертикальными перемещениями и уровнями эрозионного среза. Это привело к выходу на дневную поверхность разноглубинных участков с контрастными петрофизическими характеристиками. **Выводы.** В формировании месторождения Благодатное выделено четыре этапа: подготовительный, два рудогенерирующих и заключительный. Петрофизические характеристики продуктов каждого этапа составили основу эволюционной петрофизической модели, апробация которой предполагается на материалах геофизических исследований территорий Енисейского кряжа.

**Ключевые слова:** неопротерозой, геодинамические режимы, золотое оруденение, петрофизическая зональность, условия образования, Енисейский кряж

**Источник финансирования**

Исследования выполнены в рамках программы развития ТПУ

## Reconstruction of petrophysical zoning of the Blagodatnoye gold deposit in the Yenisei Ridge: Geodynamic and physical-chemical aspect

Yurii V. Kolmakov<sup>1, 2</sup>, Anatoly M. Sazonov<sup>3</sup>

**Для цитирования:** Колмаков Ю.В., Сазонов А.М. (2022) Реконструкция петрофизической зональности золоторудного месторождения Благодатное в Енисейском кряже: геодинамический и физико-химический аспекты. *Литосфера*, 22(5), 667–693. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-5-667-693>

**For citation:** Kolmakov Yu.V., Sazonov A.M. (2022) Reconstruction of petrophysical zoning of the Blagodatnoye gold deposit in the Yenisei Ridge: Geodynamic and physical-chemical aspect. *Lithosphere (Russia)*, 22(5), 667–693. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-5-667-693>

© Ю.В. Колмаков, А.М. Сазонов, 2022

<sup>1</sup>Tomsk Polytechnic University, 30 Lenin Ave., Tomsk 634050, Russia, e-mail: kolmakovyv@tpu.ru<sup>2</sup>Tomsk State University, 36 Lenin Ave., Tomsk 634050, Russia<sup>3</sup>Siberian Federal University, 79 Svobodny Ave., Krasnoyarsk 660041, Russia

Received 16.05.2022, accepted 26.06.2022

**Research subject.** Petrophysical zoning of the Blagodatnoye gold-sulfide deposit in the Yenisei Ridge. **Aim.** To determine indicative petrophysical characteristics of the products of the main occurrence stages and to develop an evolutionary petrophysical model of the investigated deposit. **Materials and methods.** Physical fields were studied by the methods of magnetic and electrical exploration and gamma-spectrometry. The petromagnetic heterogeneity and mineralogical-geochemical features of formation of polymetamorphic complexes, metasomatites and ores were studied by a neutron activation analysis of the content of rare earth and radioactive elements, petrochemical x-ray fluorescence analysis, as well as by an electron-probe microanalysis of pyrite. **Results.** The syncollisional fold-overthrust fault (785 Ma) of the preparatory stage provided structural control over the ore-bearing mineral-forming system. The signs of zone dislocation metamorphism include geophysical anomalies: magnetic and natural electrical anomalies due to pyrrhotite and graphite mineralization of cleavage zones on fold limbs, and specific electrical resistance from silicification zones in fold hinges. The metasomatism of the pre-ore (753 Ma) and ore (698 Ma) stages took place under rifting conditions. Pre-ore quartz-muscovite and chlorite metasomatites with carbon mineralization and supra-background Au concentrations were formed under the action of reducing reaction solutions; they remained unaltered in the non-productive part of the deposit. These formations are characterized by elevated concentrations of radioactive elements and natural electrochemical polarizability. During the ore stage, Au was concentrated by fluids with hydro-carbonate-sulfide composition under the violation of the strike-slip kinematics, which caused significant petrophysical transformations of the productive part of the deposit. Early carbon metasomatites in the sub-ore and root sections of the ore bodies were depleted in terms of U, at the same time as retaining their electrochemical activity. Uranium accumulated in the upper horizons of the productive part, whose rocks lost their polarizability due to scattered carbonate mineralization. Magnetic pyrrhotite crystallized as part of sulfides with a regular increase in its proportion in the root sections of the ore bodies. At the final stage (368 Ma), the mineralized zone was broken into a series of blocks with unequal vertical displacements and levels of erosional truncation by upcasts. This led to the exposure of various-depth sections with contrast petrophysical characteristics. **Conclusions.** The Blagodatnoye deposit was formed in four stages: preparatory, two ore-generating and final. The petrophysical features of the products of each stage formed the basis for the developed evolutionary petrophysical model, which will be tested on the materials of geophysical studies of the Yenisei Ridge territories.

**Keywords:** neoproterozoic, geodynamic modes, gold mineralization, petrophysical zoning, formation conditions, Yenisei Ridge

#### Funding information

This research was supported by TPU development program

#### Acknowledgements

We are grateful to Reviewers and the Editorial Board members, for their comments and improvements.

## ВВЕДЕНИЕ

Длительность развития золотоносных провинций с оруденением золото-сульфидно-кварцевой формации в терригенных комплексах обусловила сложную петрофизическую неоднородность месторождений с полигенными и полихронными аномальными образованиями. Нередки случаи включения индивидуальных особенностей в петрофизические характеристики месторождений. Специфичность характеристик может быть настолько существенной, что проявления отдельных месторождений в геофизических полях становятся непохожими друг на друга. Месторождения с неустановленным характером проявления в геофизических полях, вероятнее всего, будут пропущены, потому что не привлекают внимания. Уровень таких ошибок может быть значительно ниже, когда

появляются представления о генетических закономерностях петрофизической эволюции золоторудных минералообразующих систем. Развитие представлений о геологической природе аномалий физических полей на золоторудных месторождениях, когда по совокупности геофизических признаков появляется возможность предполагать условия формирования аномальных образований и связь с определенными этапами тектономагматической и металлогенической эволюции региона способствует совершенствованию петрофизических моделей и повышению достоверности геофизического прогноза перспективных участков.

В работе показаны результаты генетической реконструкции петрофизической зональности золотого оруденения в Енисейском кряже на примере месторождения Благодатное. Это крупнейшее месторождение находится в 26 км от пос. Еруда Крас-

ноярского края. Оно является чрезвычайно важным представителем оруденения золото-сульфидного типа в металлогенической провинции Енисейского кряжа: на начало 2019 г. его запасы и ресурсы составляли 270 и 500 т соответственно. На основе данных диагностики рудоконтролирующих и рудовмещающих структур и вещественного состава пород и руд приведены определения петрофизических параметров вмещающих пород, окколорудных метасоматитов и руд и их неоднородностей, создающих аномалии. Рассмотрены условия формирования пород с аномальными свойствами и факторы, определяющие петрофизическую неоднородность минералообразующей системы на каждом из ключевых этапов становления месторождения. Установлена возрастная корреляция петрофизических образований с продуктами литосферной эволюции Енисейского кряжа – индикаторами геодинамических режимов его развития.

### ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

В современных представлениях большинства исследователей Енисейский кряж рассматривается в качестве аккреционно-коллизийной структуры юго-западного складчатого обрамления Сибирского кратона (рис. 1). Палеогеодинамические реконструкции его заангарской части проводятся преимущественно в рамках двух концепций: суперконтинентальных циклов и террейновой.

#### Концепция суперконтинентальных циклов

Сторонники этой концепции связывают литосферную эволюцию Енисейского кряжа с процессами формирования (Лиханов и др., 2010, 2013в; Ножкин и др., 2011, 2015; Лиханов, Ревердатто, 2014) и распада (Ножкин и др., 2007, 2008, 2013; Лиханов и др., 2013б; Likhonov et al., 2017) суперконтинента Родиния.

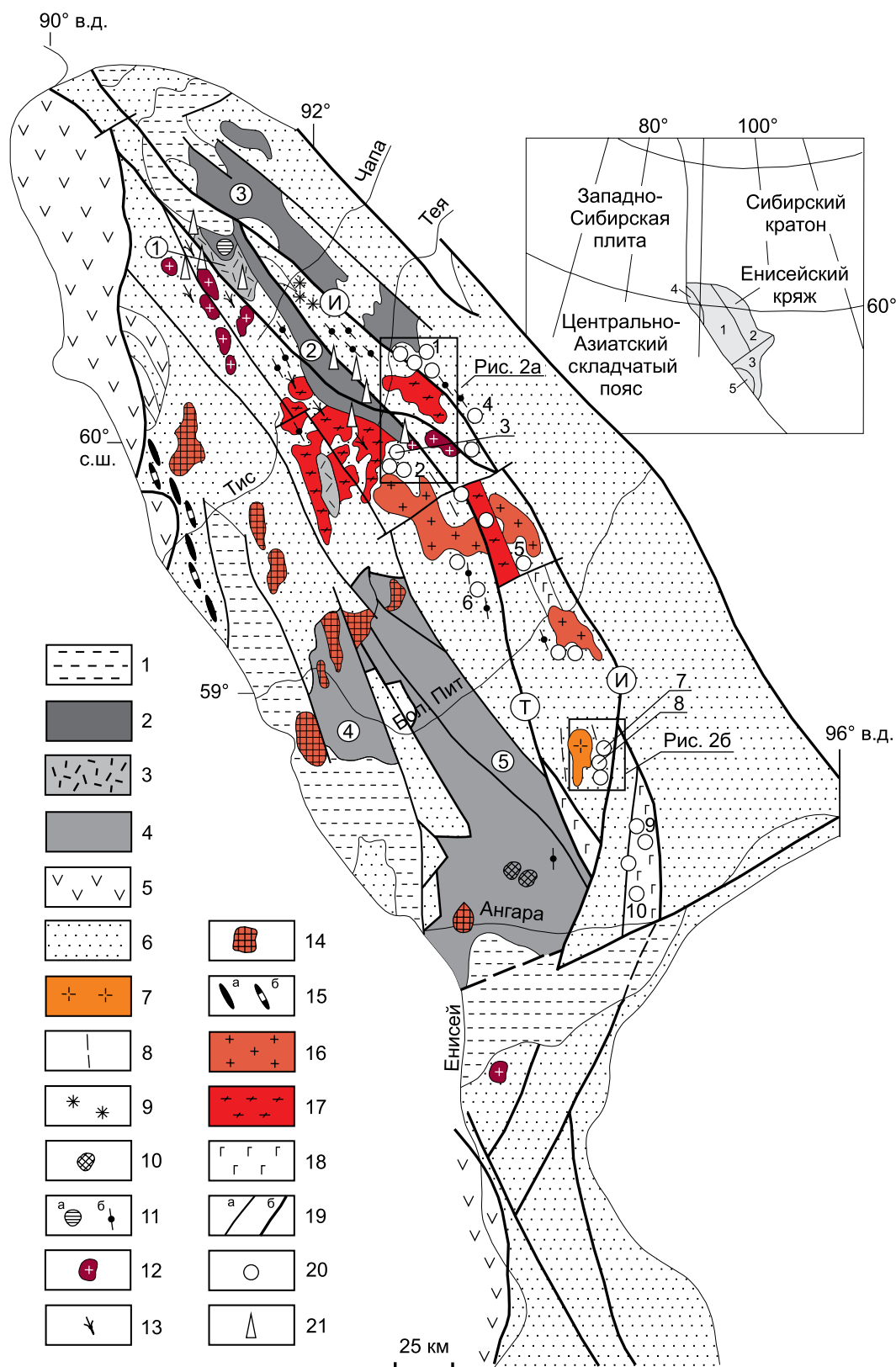
*Мезопротерозой: формирование рудовмещающих пород.* Подавляющее число месторождений заангарской части Енисейского кряжа локализуется в терригенно-вулканогенных отложениях нижних и средних горизонтов сухопитской серии на уровне кординской, горбилоской и удерейской свит, поэтому нередко история формирования золотого оруденения излагается с момента образования этих свит. Их накопление предвлялось длительной палеопротерозойской стабилизацией тектонического режима, образованием кор выветривания и их переотложением в виде высокоглиноземистых и кремнисто-карбонатных осадков тейской серии в бассейнах шельфового типа.

В раннем мезопротерозое фиксируется интенсификация рифтогенных процессов, с этого эта-

па геологическая история региона рассматривается неразрывно с влиянием системы Татарского и Ишимбинского глубинных разломов. В погружающейся вдоль этих разломов зоне накапливались глубоководные отложения нижних и средних горизонтов сухопитской серии. В составе осадков отмечается заметный вклад ювенильного мантийного вещества (Ножкин и др., 2011) и повышенная фоновая золотоносность углеродистых сланцев (Петров, 1974), что оценивается как признак металлогенической специфики Енисейского кряжа. Обосновывается рифтогенная природа Рыбинско-Панибинского вулканического пояса (см. рис. 1), причем вулканиты наиболее ранней пикробазальт-базальтовой ассоциации синхронизируются с кординским (нижним) уровнем сухопитской серии.

*Орогенция раннего неопротерозоя.* Дальнейшее развитие перикратонной области происходило в условиях аккреционно-коллизийной обстановки, связываемой с гренвилльской орогенцией и формированием суперконтинента Родиния. Маркерами этих событий послужили полиметаморфические комплексы, гранитогнейсовые купола и гранитоидные массивы. Временной интервал 1100–950 млн лет получен по метаморфогенным минералам разными методами и для разных геологических объектов (Ножкин и др., 2011; Лиханов и др., 2013в). Он отождествляется с началом ступенчатого регионального метаморфизма низких давлений. Его кульминация приходится на  $\approx 950$  млн лет (Лиханов, Ревердатто, 2014), когда в зонах амфиболитовой фации развивались гранитогнейсовые купола тейского комплекса. S-I-гранитоиды (880–870 млн лет) (Верниковская и др., 2002) и S-гранитоиды ( $857.0 \pm 9.5$  млн лет) каламинского типа связывают с поздним этапом гренвилльской орогенции (Ножкин и др., 2011, 2015). Важным индикатором позднего этапа являются надвижки с сопутствующими локальными зонами кианит-силлиманитового метаморфизма умеренных давлений и складчатости (863–849 млн лет) (Лиханов и др., 2010; Лиханов, Ревердатто, 2014). Надвиговые структуры выделяют еще и в связи с постгренвилльской коллизией, временной диапазон этого события оценивается от  $801 \pm 34$  до  $793 \pm 23$  млн лет (Лиханов и др., 2013в).

*Рифтогенез и внутриплитный магматизм позднего неопротерозоя.* Эпизодический магматизм позднего неопротерозоя интерпретируется как следствие глубинных мантийных процессов, ответственных за распад суперконтинента Родиния. Этапы литосферной деструкции сопровождались становлением поясов даек – индикаторов обстановок растяжения. Наиболее древний из поясов (797–787 млн лет) выделен в Приенисейской региональной сдвиговой зоне (Лиханов и др., 2013б) (см. рис. 1). Два других пояса в составе ковринского ( $\approx 750$  млн лет) и захребетнинского (700 млн лет) комплексов трассируют зону Татарского



**Рис. 1.** Геологическая схема Енисейского кряжа, по (Верниковский, Верниковская, 2006; Ножкин и др., 2008, 2011, 2013; Лиханов и др., 2013б).

1 – чехол (PZ–KZ); 2–4 – рифтинговые терригенно-вулканогенные комплексы (NP) чингасанской (2), верхневороговской (3) и орловской (4) серий; 5 – офиолитовые и островодужные комплексы (NP); 6 – нерасчлененные отложения

докембрия (PP–NP) (канская, енисейская, тейская, сухопитская, тунгусикская, чапская серии); 7–18 – орогенные и внутриплитные комплексы: 7 – татарский – субщелочные лейкограниты (630 млн лет); 8 – карбонатитовые жилы (650 млн лет); 9 – чапинский – щелочные пикриты (670 млн лет); 10 – среднетатарский – ийолиты, фойяиты (675–620 млн лет); 11 – захребетинский – субщелочные габброиды, нефелиновые и щелочные сиениты (700 млн лет): гипабиссальные тела (а), дайки (б); 12 – кутукасский – субщелочные лейкограниты (700–690 млн лет); 13 – ковригинский – дайки риолит-порфиров и габбро-долеритов (750 млн лет); 14 – глушихинский – субщелочные лейкограниты (752–718 млн лет); 15 – дайки гранитоидного (а) и базитового (б) состава (797–787 млн лет); 16 – аяхтинский – субщелочные граниты (760–750 млн лет); 17 – орогенные граниты каламинского типа (880–857 млн лет) и гранитогнейсы тейского комплекса (950 млн лет); 18 – вулканыты Рыбинско-Панимбинского пояса; 19 – разломы (а), системы разломов (б): Т – Татарская, И – Ишимбинская; 20, 21 – месторождения: золоторудные (20), урановые и золотоурановые (21); месторождения с приводимыми в статье датировками: 1 – Советское, 2 – Олимпиадинское, 3 – Благодатное, 4 – Эльдорадинское, 5 – Панимбинское, 6 – Ведугинское, 7 – Герфед, 8 – Удерейское, 9 – Раздольнинское, 10 – Попутнинское. Цифры в кружках: 1 – Верхневогровская грабен-синклиналь; 2 – Уволжский грабен; 3–5 – Тейско-Чапский (3), Глушихинский (4) и Каитыбинский (5) прогибы. На врезке: 1–3 – тектонические блоки: Центральный (1), Восточный (2), Ангара-Канский (3); 4, 5 – террейны: Исаковский (4), Предивинский (5).

**Fig. 1.** Geological pattern of the Yenisei Ridge, according to (Vernikovskii, Vernikovskaya, 2006; Nozhkin et al., 2008, 2011, 2013; Likhanov et al., 2013b).

1 – cover (PZ–KZ); 2–4 – rifting terrigenous-volcanogenic complexes (NP) of the Chingasan (2), Verkhnegorodsky (3), and Orlov (4) series; 5 – ophiolitic and island-arc complexes (NP); 6 – undivided Precambrian deposits (PP – NP) (Kansk, Yenisei, Teya, Sukhopit, Tungusiksky, Chapa series); 7–18 – orogenic and intraplate complexes: 7 – Tatar – subalkaline leucogranites (630 Ma); 8 – carbonatite veins (650 Ma); 9 – Chapinsky – alkaline picrites (670 Ma); 10 – Middle Tatar – ijolites, foyaites (675–620 Ma); 11 – Zakhrebetinsky – subalkaline gabbroids, nepheline and alkaline syenites (700 Ma); hypabissal bodies (a), dikes (b); 12 – Kutukassky – subalkaline leucogranites (700–690 Ma); 13 – Kovriginsky – rhyolite-porphyry and gabbro-dolerite dikes (750 Ma); 14 – Glushikhinsky – subalkaline leucogranites (752–718 Ma) 15 – granitoid (a) and basite (b) dikes (797–787 Ma); 16 – Ayakhta – subalkaline granites (760–750 Ma); 17 – orogenic granitoids of the Kalaminsky type (880–857 Ma) and granite gneiss of the Teya complex (950 Ma); 18 – volcanites of Rybinsk-Panimba belt; 19 – faults (a), fault systems (b): T – Tatar; I – Ishimba; 20 – gold-ore deposits; 21 – uranium and gold-uranium deposits. Deposits with dates given in the article: 1 – Sovetskoye, 2 – Olimpiada, 3 – Blagodatnoye, 4 – Eldorado, 5 – Panimba, 6 – Veduga, 7 – Gerfed, 8 – Uderey, 9 – Razdolninskoye, 10 – Poputninskoye. Digits in circles: 1 – Verkhnevorogovskiy graben-syncline; 2 – Uvolzhskiy graben; 3–5 – Teya-Chapa (3), Glushikhinsky (4), and Kaitbinsky (5) troughs. In the inset: 1–3 – tectonic blocks. Central (1), Eastern (2), Angara-Kansk (3); 4, 5 – terrains: Isakovskiy (4), Predivinsky (5).

и Ишимбинского глубинных разломов (Ножкин и др., 2008). В приразломных зонах формировались рифтогенные прогибы с несогласным залеганием терригенно-вулканогенных отложений на более древних образованиях докембрия. Вулканыты по составу и времени проявления группируются в ряд ассоциаций: плагиориолит-базальтовая (Рыбинско-Панимбинский вулканический пояс – 780 млн лет), риолит-базальтовая (Верхневогровская грабенсинклиналь –  $753 \pm 6$  млн лет, Глушихинский –  $717 \pm 15$  млн лет и Каитыбинский прогибы), трахибазальт-трахитовая (Верхневогровская грабенсинклиналь, Тейско-Чапский и Уволжский прогибы –  $703 \pm 4$  млн лет) (Ножкин и др., 2008, 2011, 2013). Граниты аяхтинского (760–750 млн лет) и глушихинского (752–718 млн лет) комплексов (Верниковская и др., 2002, 2003; Верниковский, Верниковская, 2006) синхронно с вулканытами риолит-базальтовой ассоциации интродуцировали в консолидированные борты рифтогенных структур. Они обладают геохимическими особенностями гранитов А-типа внутриплитного магматизма (Ножкин и др., 2011, 2013). С вулканытами трахибазальт-трахитовой ассоциации по возрасту коррелируют А-граниты кутукасского комплекса –  $690 \pm 8$  млн лет (Ножкин и др., 2008) и щелочные породы захребетинского комплекса –  $703 \pm 4$  млн лет (Ножкин и др., 2007). Разви-

тие щелочного магматизма выразилось в образовании чапинского комплекса пород щелочно-пикритовой ассоциации 670–650 млн лет (Ножкин и др., 2008), в образовании ийолитов, фойяитов среднетатарского комплекса – 675–620 млн лет (Свешникова и др., 1976) – и внедрении карбонатитовых жил пенченгинского комплекса –  $650 \pm 2$  млн лет (Врублевский и др., 2003). После очередного перерыва сформировался Татарский массив субщелочных лейкогранитов (630 млн лет назад) (Верниковская и др., 2007).

*Процессы ранней эволюции Палеоазиатского океана.* Поздний внутриплитный магматизм Центрального блока осуществлялся параллельно с процессами ранней эволюции Палеоазиатского океана: в виде формирования островодужных комплексов Исаковского –  $697 \pm 4$  млн лет (Верниковский и др., 2001) – и Предивинского – 620 млн лет (Ножкин и др., 2016) – террейнов Приенисейской островной дуги и их аккреции около 600 млн лет назад (Лиханов и др., 2013а).

### Террейновая концепция

Ее авторы придерживаются мнения о террейновой структуре Енисейского кряжа, в его заангарской части они выделяют три террейна: Исаковский – островодужный, Восточный – разви-

вающийся в условиях пассивной континентальной окраины, Центральный – гранитно-метаморфический (см. рис. 1), и доказывают, что появление и раннее развитие Центрального террейна происходили до его вхождения в состав Сибирского кратона. Эволюция террейнов и их компоновка в единую покровно-складчатую структуру сопровождалась формированием пяти неопротерозойских гранитоидных комплексов: тейского, аяхтинского, глушихинского, татарского и приенисейского (Верниковский, Верниковская, 2006; Верниковский и др., 2016).

*Доколлизийная история Центрального террейна.* В тейский комплекс объединены граниты Тейского, Каламинского и Ерудинского массивов. Геохимические особенности гранитов объясняются их принадлежностью S- и I-типам, формирование (880–860 млн лет), предположительно, связывают с коллизией *островная дуга–континент*. Доказывается, что это происходило до вхождения Центрального террейна в состав Енисейского крыжа: кажущиеся магнитные полюса Сибири и Ерудинского массива на момент его остывания были разобщены по палеошироте не менее чем на 8.6°, или 1000 км (Верниковский и др., 2016).

*Присоединение Центрального террейна к Сибирскому кратону* инициировало коллизийный гранитоидный магматизм смешанного A-S-I-типа аяхтинского комплекса 760–750 млн лет назад. A-граниты глушихинского комплекса (752–718 млн лет) рассматриваются как постколлизийные в связи с поздней дифференциацией расплавов, сформировавших граниты A-типа в аяхтинском комплексе. Омоложение гранитоидов глушихинского комплекса в южном направлении и широкое развитие левосторонних сдвигов в условиях субширотного сжатия в пределах Центрального террейна объясняются его косою коллизией с Сибирским кратоном (Верниковский и др., 2016).

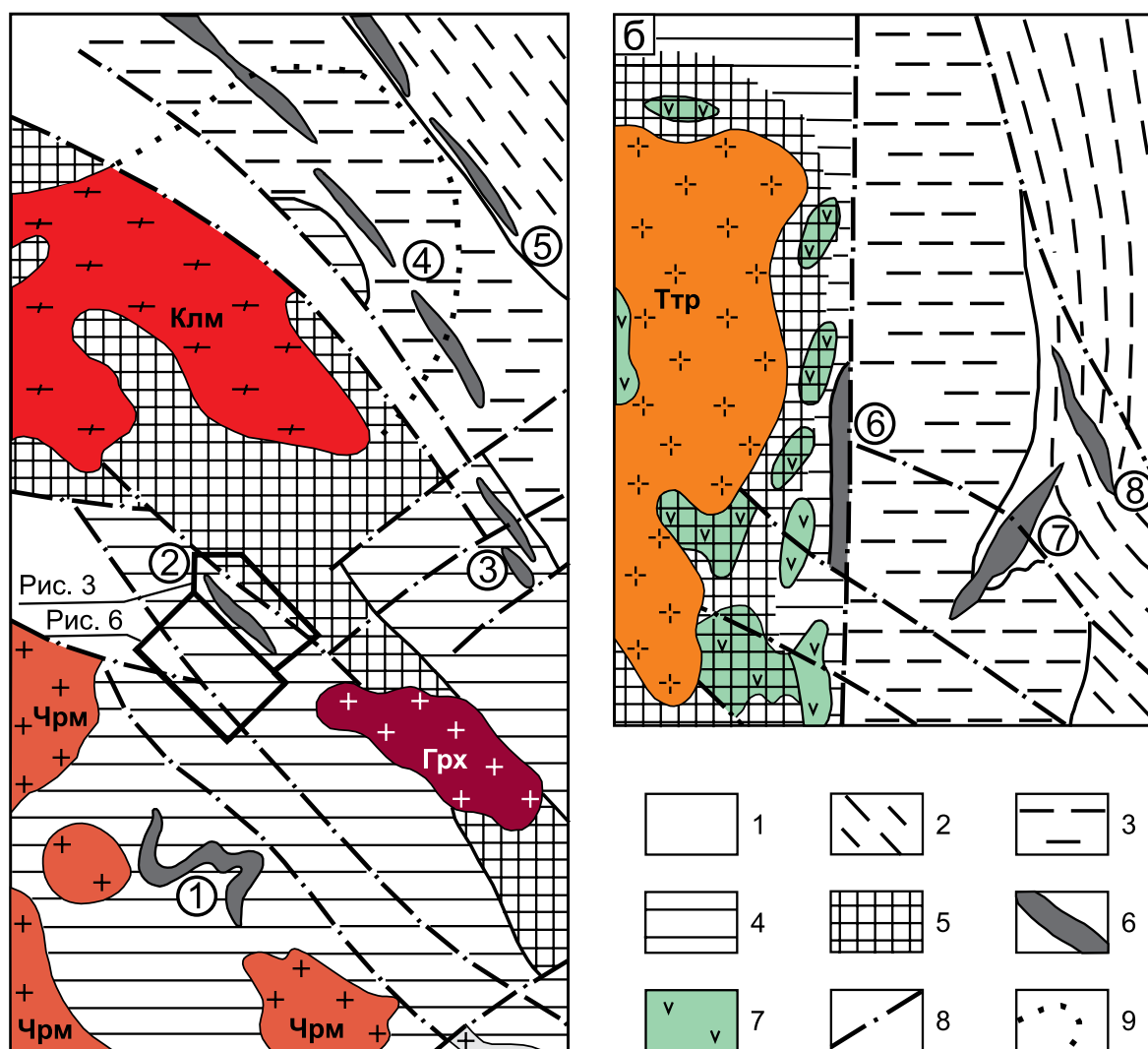
*Приенисейская островная дуга Палеоазиатского океана, рифтогенез и анорогенный магматизм в перикратонной зоне.* Последующая эволюция западной окраины Сибирского континента связывается с формированием Приенисейской островной дуги. В целом возраст островодужных плагиогранитов приенисейского комплекса составляет 700–620 млн лет (Верниковский и др., 2001; Ножкин и др., 2016). Синхронность формирования Приенисейской островной дуги и ее аккреции к Сибирскому континенту с заключительными тектономагматическими событиями его западной окраины – развитием рифтогенных осадочных бассейнов вдоль сутурных зон и анорогенным внутриплитным щелочным и гранитоидным магматизмом – объясняется инициацией смешанного мантийно-корового магматизма в связи с субдукцией океанской плиты и погружением слэба в астеносферный слой.

## Связь тектономагматических и золоторудных процессов

Для Енисейского крыжа характерна приуроченность золотого оруденения к локальным зонам дислокационного метаморфизма умеренных давлений и складчатости надвиговых структур (рис. 2). На этом рубеже у одних месторождений рудное вещество было задействовано уже в процессе надвигообразования, у других – значительно позднее (табл. 1). Вероятно, для последних с надвигами связано только начало структурного формирования и стрессовая дифференциация регионально метаморфизованных протолитов без участия рудных компонентов. Одним из таких месторождений является Благодатное. Во вмещающих его породах отсутствуют горизонты с аутигенным  $C_{орг}$  и признаками седиментогенного обогащения золотом.

Все месторождения имеют рудные этапы, синхронные эпохам неопротерозойского рифтогенеза и внутриплитного магматизма (в интерпретационных моделях концепции суперконтинентальных циклов) (см. табл. 1). Этот факт согласуется с повышенной фоновой золотоносностью вулканитов бимодального состава и ассоциирующих с ними углеродистых сланцев (2.5–50 и 10–60 мг/т соответственно) в рифтогенных структурах (Ножкин и др., 2011). Наиболее часто встречаемый на месторождениях возрастной рубеж коррелирует со временем формирования риолит-базальтовой ассоциации и гранитоидов аяхтинского и глушихинского комплексов. Окончательное рудообразование для многих месторождений связано с этапом щелочного магматизма.

Хотя рудные процессы длились вплоть до венда, характерно отсутствие месторождений золота в породах тунгусикской серии раннего неопротерозоя, что, предположительно, может быть связано со следующими причинами. Практически все месторождения Заангарья сосредоточены в зоне влияния Татарско-Ишимбинской системы разломов. К эпохе накопления отложений тунгусикской серии уже произошла инверсия тектонического режима. Глубоководное сухопитское осадконакопление сменилось мелководным тунгусикским, осуществлявшимся за счет размыва крупного поднятия, образованного на месте зоны влияния Татарско-Ишимбинской системы разломов (Хоментовский, 2007). Поэтому в большей части территории этой зоны отложений тунгусикской серии нет. Там, где они имеются, выявлены только пункты минерализации, например, между Ведугинским и Таврикульским рудными узлами. Проявление более масштабного оруденения не произошло, вероятно, в связи с их структурной неподготовленностью: ког-



**Рис. 2.** Схема метаморфической зональности в Северо-Енисейском (а) и Южно-Енисейском (б) золоторудных районах. Составлена А.М. Сазоновым с дополнениями.

1 – палеозойские отложения в грабенах; 2–5 – метаморфические зоны (возраст протолитов): 2 – метабазиты (МР–НР), 3 – филлитов (МР), 4 – биотитовой субфации (РР–МР), 5 – эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций (РР–МР); 6 – рудоносные зоны на участках локального дислокационного метаморфизма (цифры в кружках): 1 – Верхне-Енашиминская, 2 – Благодатнинская, 3 – Перевальнинская, 4 – Александр-Агеевская, 5 – Советская, 6 – Герфед-Николаевская, 7 – Васильевско-Удере́йская, 8 – Бабгоринская; 7 – метабазиты индыглинского комплекса; 8 – разрывные нарушения; 9 – скрытая часть Каламинского массива по гравиметрическим данным (Константинов и др., 1999). Гранитоидные массивы: Клм – Каламинский, Чрм – Чиримбинский, Грх – Гурахтинский, Ттр – Татарский. Остальные обозначения – см. рис. 1.

**Fig. 2.** Pattern of metamorphic zoning in the North-Yenisei (a) and South-Yenisei (b) gold ore districts. Compiled by A.M. Sazonov as amended.

1 – Paleozoic deposits in grabens; 2–5 – metamorphic zones (age of protoliths): 2 – metabasites (MP–NP), 3 – phyllites (MP), 4 – biotite subfacies (PP–MP); 5 – epidote-amphibolite and amphibolite facies (PP–MP); 6 – ore zones in the areas of local dislocation metamorphism (figures in cercles): 1 – Verkhne-Yenashiminsky, 2 – Blagodatnoye, 3 – Perevalninsky, 4 – Aleksandro-Ageyevsky, 5 – Sovetskoe, 6 – Gerfed-Nikolayevsky, 7 – Vasilievsko-Uderinsky, 8 – Babgorinsky; 7 – metabasites of the Indyginsky complex; 8 – faults; 9 – hidden part of the Kalaminsky massif based on gravity data (Konstantinov et al., 1999). Granitoid massifs: Klm – Kalaminsky, Chrm – Chirimbinsky, Grkh – Gurakhtinsky, Ttr – Tatar. Other symbols see in Fig. 1.

да нижние и средние толщи сухопитской серии подверглись раннепротерозойским процессам регионального и локального дислокационно-

го метаморфизма с заложением рудовмещающих структур, тунгусские отложения еще только накапливались.





## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Комплексные геофизические исследования месторождения Благодатное включали в себя магниторазведку, гамма-спектрометрию (ГСМ), электро-разведку методом потенциалов (Usp) естественного поля (ЕП) и измерение магнитной восприимчивости ( $\chi$ ) пород и руд на керне разведочных скважин. Исследование поля эффективных удельных электрических сопротивлений  $\rho_{эфф}$  (Ом·м) в зоне надвига на участке Коноваловском проводилось методом радиоэлектромагнитного профилирования.

Аналитические исследования осуществлялись в целях определения содержания петрогенных компонентов (мас. %), редкоземельных и радиоактивных элементов РЗЭ и РАЭ (г/т) в составе исходных пород, метасоматитов и руд, а также для изучения химического состава пиритов (мас. %). Концентрации РЗЭ и РАЭ устанавливались методом нейтронно-активационного анализа (НАА) в лаборатории изотопного анализа и технологий Томского политехнического университета (г. Томск). Петрохимический состав определялся методом силикатного рентгенофлуоресцентного анализа РФА в Институте геологии и минералогии Сибирского отделения РАН (г. Новосибирск), там же проводился электронно-зондовый микроанализ пиритов.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

### Геологическое строение, породы и рудная минерализация месторождения Благодатное

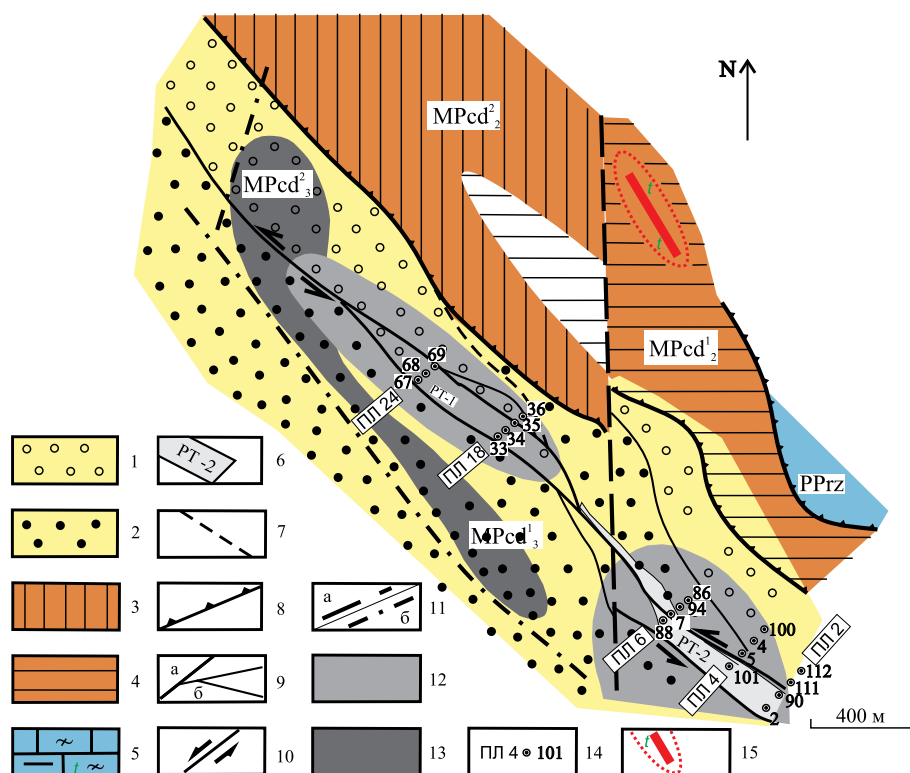
Месторождение Благодатное находится в осевой части Центрального блока (см. рис. 1), по своим запасам и ресурсам оно в Енисейском кряже уступает только уникальному месторождению Олимпиада, значительно превосходя все остальные месторождения. В его строении участвуют осадочные отложения рязановской свиты тейской серии и кординской свиты сухопитской серии (рис. 3). Осадочные толщи претерпели региональный метаморфизм низких давлений на уровне эпидот-амфиболитовой ступени, локальный дислокационный метаморфизм и гидротермально-метасоматические изменения трех этапов: до-рудного, рудного и заключительного. Главное разрывное нарушение рудного поля – фрагмент Борзцовской синколлизионной системы надвигов – сопровождается зонами динамометаморфизма умеренных давлений и складчатости на фронте надвига. Дорудный метасоматизм проявился в дислокационных зонах интенсивного расщепления, высокая активность калия приводила к мусковитизации пород, растворению–переотложению железомagneзиальных минералов и выносу оснований. В результате на месте гранат-двуслю-

дых кристаллосланцев формировались кварц-мусковитовые метасоматиты с неравномерной углеродизацией и турмалином (до 3%). Железо, выносимое при мусковитизации, накапливалось в *хлоритовой зоне*, которая формировалась в качестве сопряженной зоны базификации (табл. 2). Хлоритизация является наиболее выраженным процессом преобразования пород продуктивной части минерализованной зоны на ее дорудном этапе развития. Рудовмещающая минерализованная зона контролируется сбросо-сдвиговым нарушением и представляет собой линейную зону рассеянной сульфидной минерализации (Тишин и др., 2005) с небольшим количеством кварцевых и кварц-карбонатных прожилков. Кроме того, она контролирует участки метасоматически измененных пород рудного этапа с мощностью до первых десятков метров. Метасоматический парагенезис (сидерит + мусковит + кварц ± альбит ± апатит + сульфиды) занимает 30–85 % от объема пород. Рудная минерализация проявлена в составе трех сульфидных парагенезисов: пирит-пирротинового – на дорудном этапе, арсенопирит-пирит-пирротинового – на рудном этапе и галенит-сфалеритового на – заключительном (рис. 4). На заключительном этапе тектонической активизации проявились субмеридиональные взбросы, разбившие минерализованную зону на серию блоков с различными амплитудами вертикального перемещения и уровнем эрозионного среза.

### Физические поля

На месторождении выявлены естественные электрические (ЕП), радиогеохимические (U, Th, K) и магнитные ( $\Delta T$ ) аномалии (рис. 5). Заметно сходство структурного строения поля ЕП с полями распределения РАЭ – в них проявлены аномалии двух порядков. В поле ЕП аномалия площадного характера (1-го порядка) представлена зоной повышенных градиентов потенциалов, меняющихся в южном направлении от –300 до +10 мВ. В северо-западной части месторождения с ней совпадает радиогеохимическая зона 1-го порядка с высокими содержаниями всех РАЭ. По элементной специализации зона разделяется на северо-западную часть с преимущественным накоплением Th и K и юго-восточную, обогащенную U. Граница между ними резкая, проходит поперек направления главных структурных элементов месторождения, что очень выразительно проявлено в поле Th/U.

На фоне аномалий 1-го порядка выделяются аномалии 2-го порядка от рудовмещающей минерализованной зоны. В поле ЕП это локальные линейные возмущения с амплитудами от –250 до +30 мВ. В радиогеохимических полях ореолы 2-го порядка имеют отчетливое зональное распределение; непродуктивное окончание минерализован-



**Рис. 3.** Геологическая схема месторождения Благодатное. Составлена А.М. Сазоновым с дополнениями.

1, 2 – верхнекординская подсвита (MPcd<sub>3</sub>): 1 – гранат-двуслюдяные сланцы верхней пачки, 2 – ставролитовые метапсефиты нижней пачки; 3, 4 – среднекординская подсвита (MPcd<sub>2</sub>): 3 – кварцитовидные сланцы верхней пачки, 4 – аркозовые метаалевролиты нижней пачки; 5 – рязановская свита (PPrz) – кальцифиты; 6 – рудные тела; 7 – геологические границы; 8 – надвиги предполагаемые; 9 – сбросо-сдвиги: главные (а) и второстепенные (б); 10 – направление движения блоков вдоль сместителя; 11 – взбросы: предполагаемые (а) и скрытые под вышележащими отложениями (б); 12 – локальные аномалии ускорения силы тяжести Δg; 13 – комплексный ореол максимального накопления Th и К; 14 – поисковые линии, разведочные скважины и их номера; 15 – дайка гранитов с метасоматическим ареалом турмалина.

**Fig. 3.** Geological pattern of the Blagodatnoye deposit. Compiled by A.M. Sazonov, as amended.

1, 2 – Upper Kordinsky subsuite (MPcd<sub>3</sub>): 1 – garnet-two-mica schists of the upper member, 2 – staurolitic metapsephites of the lower member; 3, 4 – Middle Kordinsky subsuite (MPcd<sub>2</sub>): 3 – quartzitic schists of the upper member, 4 – arkosic metasiltstones of the lower member; 5 – Ryazanov suite (PPrz) – calciphyres; 6 – ore bodies; 7 – geological boundaries; 8 – assumed thrusts; 9 – strike-slips: major (a) and secondary (b); 10 – direction of block movement along the fault plane; 11 – upcasts: assumed (a) and hidden under overlying sediments (b); 12 – local anomalies of free-fall acceleration Δg; 13 – complex halo of maximum Th and K accumulation; 14 – prospecting lines, exploration boreholes and their numbers; 15 – granite dike with tourmaline metasomatic range.

ной зоны проявлено в “отрицательном” ореоле U, локальная аномалия накопления Th отвечает первому, а U – второму рудному телу. Рудовмещающая минерализованная зона имеет самый широкий диапазон значений Th/U – от 13 в ее безрудном фланге до 1 в южном рудном теле.

Исследование корреляционных связей между параметрами полей РАЭ и ЕП (табл. 3) показало, что в пределах аномалий 1-го порядка имеется тесная связь между Th и К повсеместно, а между этими элементами и потенциалами ЕП (Usp) – только за пределами эпицентров аномалий. Максимальные накопления U в этой части месторождения, наоборот, хорошо коррелируют с минимальными зна-

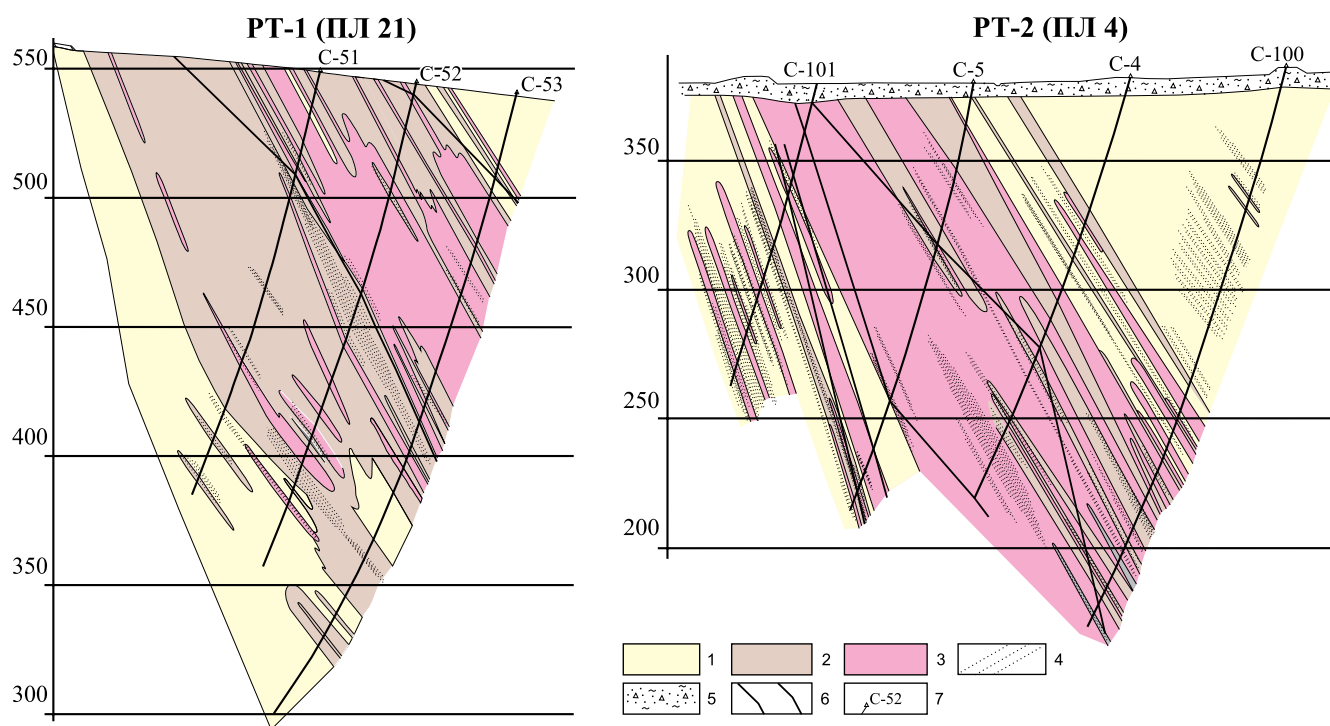
чениями Usp. В линейных аномалиях 2-го порядка корреляционная связь сохраняется только между Th и К, все остальные связи нарушены. В исходных породах связь между РАЭ отсутствовала.

В магнитном поле рудовмещающая минерализованная зона создает линейные аномалии ΔТ с максимальными значениями в ее северо-западном безрудном блоке. Аналогичные линейные ΔТ и ЕП аномалии выявлены также на северо-востоке месторождения непосредственно вблизи надвига (рис. 5). В отличие от рудоносной зоны зона надвига обеднена РАЭ, а также для нее характерны интенсивные аномалии  $\rho_{эфф}$  от зон метаморфогенного окварцевания на фронте надвига (рис. 6).

**Таблица 2.** Химический состав исходных пород и метасоматитов, мас. %

**Table 2.** Chemical composition of source rocks and metasomatites, wt %

Компонент	Исходные породы			Метасоматиты		
	Кальцифиры	Кварцитовидные гранат-двуслюдяные сланцы	Гранат-двуслюд- дяные сланцы	Дорудные		Рудные
				Кварц- мусковитовые	Хлоритовые	
SiO <sub>2</sub>	52.76	79.96	68.63	59.28	55.23	55.23
TiO <sub>2</sub>	0.46	0.28	0.66	1.12	0.89	0.96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.07	7.69	13.25	21.94	19.53	19.13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ	4.81	3.92	8.68	6.28	12.81	9.04
MnO	0.11	0.31	0.083	0.17	0.34	0.134
MgO	10.51	0.93	1.25	0.93	1.70	1.07
CaO	14.16	2.80	0.59	0.27	1.09	0.53
Na <sub>2</sub> O	1.23	0.77	1.86	1.14	0.95	1.38
K <sub>2</sub> O	3.76	1.76	2.38	4.69	3.24	4.35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.093	0.07	0.057	0.10	0.39	0.099
П.п.п.	1.98	1.50	2.55	4.04	3.52	8.04
Сумма	99.94	99.99	99.99	99.96	99.69	99.96

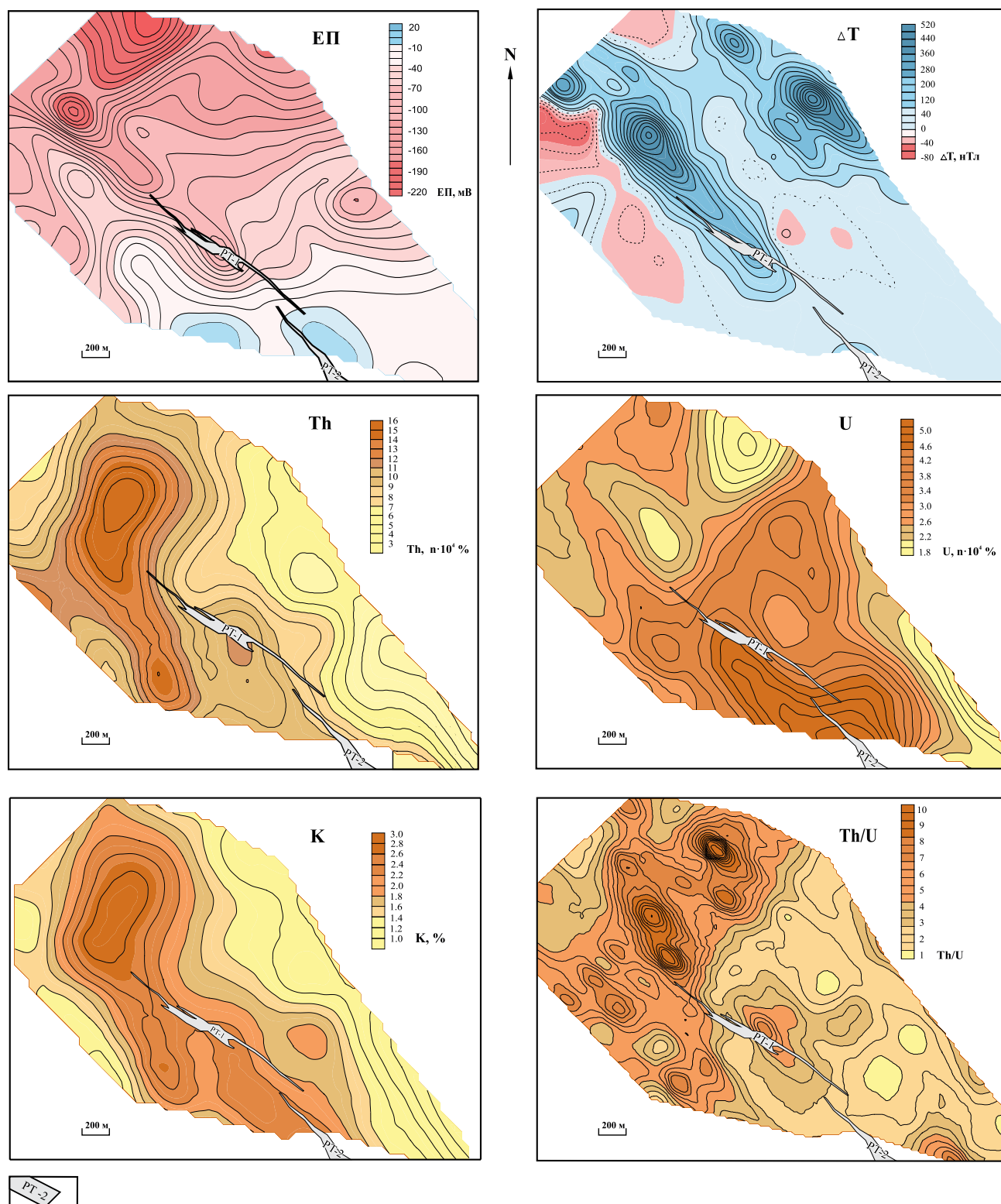


**Рис. 4.** Распределение сульфидных парагенезисов в поперечных сечениях рудных тел.

1–4 – сульфидные парагенезисы: 1 – пиритовый, 2 – пирит-пирротинный, 3 – арсенопирит-пирит-пирротинный, 4 – сфалерит-галенитовый; 5 – рыхлые отложения; 6 – границы рудных тел; 7 – разведочные скважины.

**Fig. 4.** Distribution of sulfide parageneses in cross-sections of the ore bodies.

1–4 – sulfide parageneses: 1 – pyrite, 2 – pyrite-pyrrhotite, 3 – arsenopyrite-pyrite-pyrrhotite, 4 – sphalerite-galenite; 5 – loose deposits; 6 – boundaries of the ore bodies; 7 – exploration boreholes.



**Рис. 5.** Геофизические поля месторождения Благодатное: естественные электрические (ЕП), радиогеохимические (U, Th) и магнитные аномалии ( $\Delta T$ ).

PT-1, PT-2 – рудные тела.

**Fig. 5.** Geophysical fields of the Blagodatnoye deposit.

PT-1, PT-2 – ore bodies.

**Таблица 3.** Связи РАЭ\* и потенциалов ЕП (Usp) в породах и рудах месторождения

**Table 3.** RAE\* and Usp relationships in the rocks and ores of the deposit

Объект изучения (количество определений)		Коэффициент корреляции					
		Th–U	Th–K	U–K	Th–Usp	K–Usp	U–Usp
Исходные породы	PP rz (15)	-0.24	-0.25	-0.14	–	–	–
	MP kd <sub>2</sub> (75)	-0.36	-0.07	0.21	–	–	–
	MP kd <sub>3</sub> (47)	-0.14	0.17	0.04	–	–	–
Ореолы РАЭ 1-го порядка (76)	За пределами эпицентров (51)	-0.24	<b>0.68</b>	0.11	<b>-0.73</b>	<b>-0.71</b>	-0.28
	В эпицентрах (25)				0.13	0.08	<b>-0.67</b>
Ореолы 2-го порядка (86)		-0.17	<b>0.66</b>	0.15	-0.21	-0.15	0.09

\*Данные ГСМ

\*GRS data

### Магнитная характеристика рудовмещающей минерализованной зоны и отдельных сульфидных парагенезисов

Зональность магнитных образований в сечениях рудных тел выражается в увеличении магнитной восприимчивости  $\chi$  к центру и по падению. Золото сконцентрировано внутри магнитного ореола, но не в самих магнитных рудах, что особенно заметно в южном рудном теле (рис. 7). Такое распределение Au сохраняется в масштабах всего месторождения: северное рудное тело характеризуется наиболее высокой  $\chi$ , но 4/5 запасов Au находится в южном, менее магнитном, рудном теле. Согласно выявленному увеличению  $\chi$  по падению рудных тел, можно предположить большую глубину эродированности северного блока месторождения, особенно его безрудного окончания, по значительному увеличению амплитуды магнитной аномалии (см. рис. 5).

Ранние сульфидные парагенезисы образуют последовательный по возрастанию  $\chi$  ряд: пиритовый – пирит-пирротинный – пирит-арсенопирит-пирротинный. Локальные проявления галенит-сфалерит-халькопиритового парагенезиса в породах и рудах с пиротином приводят к их размагничиванию (рис. 8а). В каждом разрезе пирит-арсенопирит-пирротинный парагенезис выделяется повышенными значениями  $\chi$  (см. рис. 4 и 7). Выявлена отчетливая взаимосвязь между количеством пирротина в рудных парагенезисах, их  $\chi$  и стехиометрическим отношением S/Fe в ассоциирующих пиритах (табл. 4, рис. 9). В ранних разновидностях пирита наиболее высокие значения S/Fe-отношения достигаются на южном фланге месторождения, а максимальные величины свойственны пириту завершающей галенит-сфалерит-халькопиритовой ассоциации. При этом отчетливо проявляется тенденция снижения магнитной восприимчивости пород по мере возрастания количества серы в пиритах.

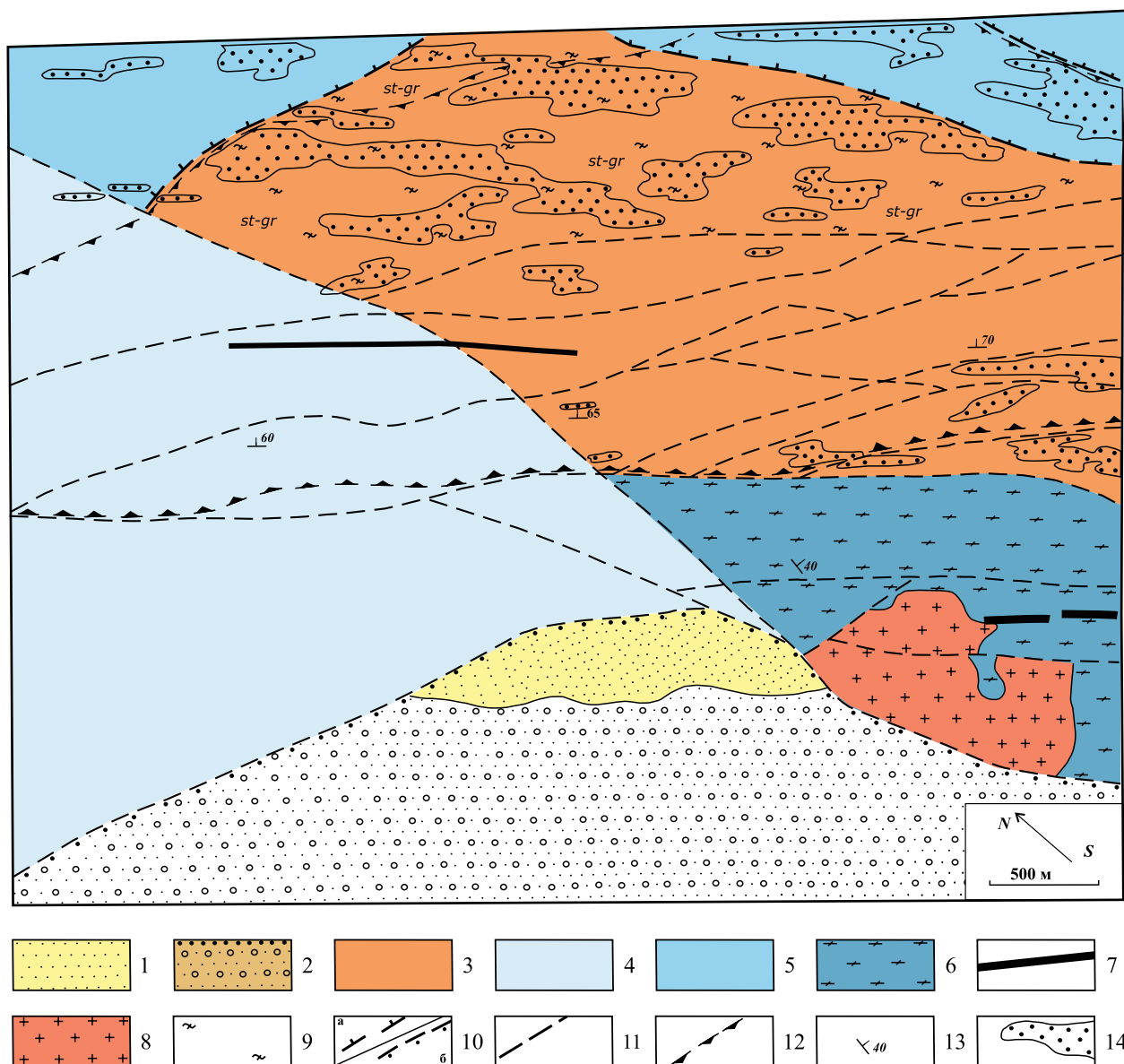
### Распределение РАЭ и РЗЭ в породах и рудных телах месторождения

Самые низкие содержания РАЭ свойственны кальцифирам рязановской свиты, в породах кординской свиты содержания РАЭ возрастают по мере увеличения в их составе доли слюдистых минералов (табл. 5). Кварц-мусковитовые дорудные метасоматиты выделяются максимальными содержаниями всех РАЭ. Мусковит-хлоритовые разновидности дорудных метасоматитов по содержаниям РАЭ уступают кварц-мусковитовым, но превосходят все исходные породы.

В рудных телах отмечаются более высокие концентрации РАЭ в южном рудном теле (табл. 6) и одинаковая зональность в вертикальных сечениях: верхние горизонты обогащены U, а нижние – Th (табл. 7). В распределении РЗЭ наблюдается увеличение их общего содержания и степени фракционирования в южном рудном теле. При этом в рудных телах очень сильно различается связь Th с РЗЭ. В северном рудном теле Th коррелирует с Се. В южном теле его связь с Се полностью утрачивается, но заметно повышается корреляция с Lu (см. табл. 6).

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Отдельные этапы петрофизической эволюции и общая модель месторождения рассматриваются на основе результатов исследований физических свойств и вещественного состава пород, приводимых в настоящей работе. Также использовались опубликованные данные по возрасту (Сазонов и др., 2003) и условиям образования горных пород и кинематике разрывных нарушений (Gertner et al., 2011; Тишин и др., 2005).



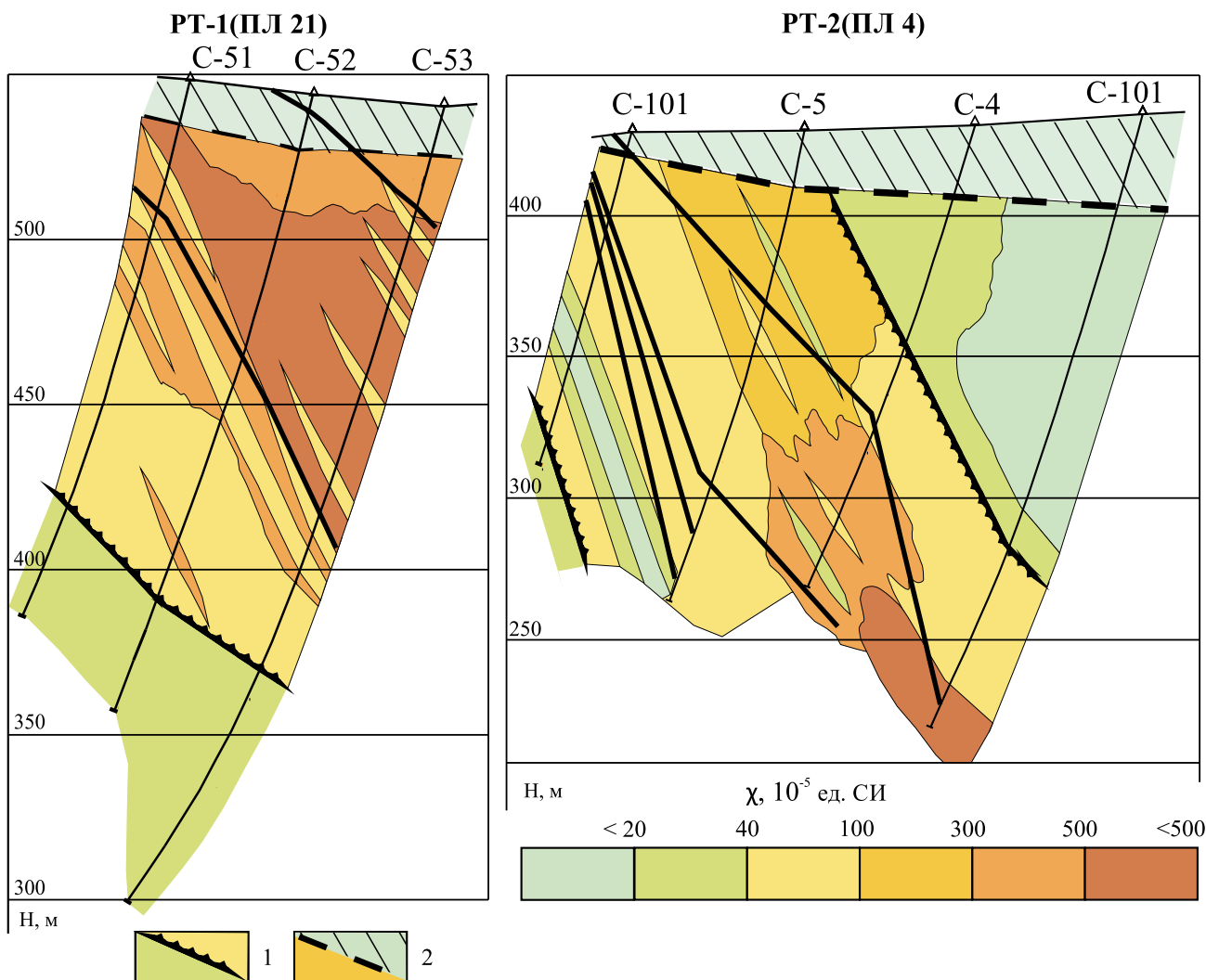
**Рис. 6.** Проявление зон локального динамометаморфизма в электрическом поле, участок Коноваловский Северо-Енисейского рудного района.

1, 2 – чингасанская серия (поздний NP): 1 – карьерная свита – песчаники, алевролиты, 2 – лопатинская свита – конгломераты, песчаники; 3 – кординская свита (MP) – слюдисто-хлоритовые сланцы; 4, 5 – тейская серия (поздний PP): 4 – пенчегинская свита – биотит-гранат-амфиболовые кристаллосланцы, 5 – свита хр. Карпинского – биотит-гранатовые кристаллосланцы; 6 – гаревская метаморфическая серия (ранний PP?) – плагиогнейсы, ортоамфиболиты, мраморы; 7 – захребетнинский комплекс (700 млн лет) – дайки трахидолеритов; 8 – граниты (комплекс?); 9 – зоны динамометаморфизма (символы индекс-минералов: *st* – ставролит, *gr* – гранат); 10 – границы несогласного залегания в зонах надвигов (а) и рифтогенных структур (б); 11 – разрывные нарушения; 12 – минерализованная зона с литогеохимическими ореолами Au и As; 13 – элементы залегания пород; 14 – высокоомные зоны метаморфогенной кварцевой минерализации.

**Fig. 6.** Occurrence of local dynamometamorphism zones in the electric field, Konovalovskiy area of the North-Yenisei ore district.

1, 2 – Chingasan series (late NP): 1 – Karyerny suite – sandstones, siltstones, 2 – Lopatin suite – conglomerates, sandstones; 3 – Kordinsky suite (MP) – mica-chlorite schists; 4, 5 – Teya series (late PP): 4 – Penchenginsky suite – biotite-garnet-amphibole crystalline schists, Karpinsky Ridge suite – biotite-garnet crystalline schists; 6 – Garevsky metamorphic series (early PP?) – plagiogneiss, orthoamphibolites, marble; 7 – Zakhrebetninsky complex (700 Ma) – trachydolerite dikes; 8 – granites (complex?); 9 – zones of dynamometamorphism (index mineral symbols: *st* – staurolite, *gr* – garnet); 10 – boundaries of non-conformity of rocks in the zones of thrusts (a) and rifting structures (b); 11 – discontinuities; 12 – mineralized zone with lithogeochemical halos of Au and As; 13 – dip and strike; 14 – high-ohm zones of metamorphogenic quartz mineralization.





**Рис. 7.** Петромагнитная зональность рудных тел.

1 – границы: магнитных пород и руд, 2 – зоны окисления пирротина. Остальные условные обозначения – см. рис. 4.

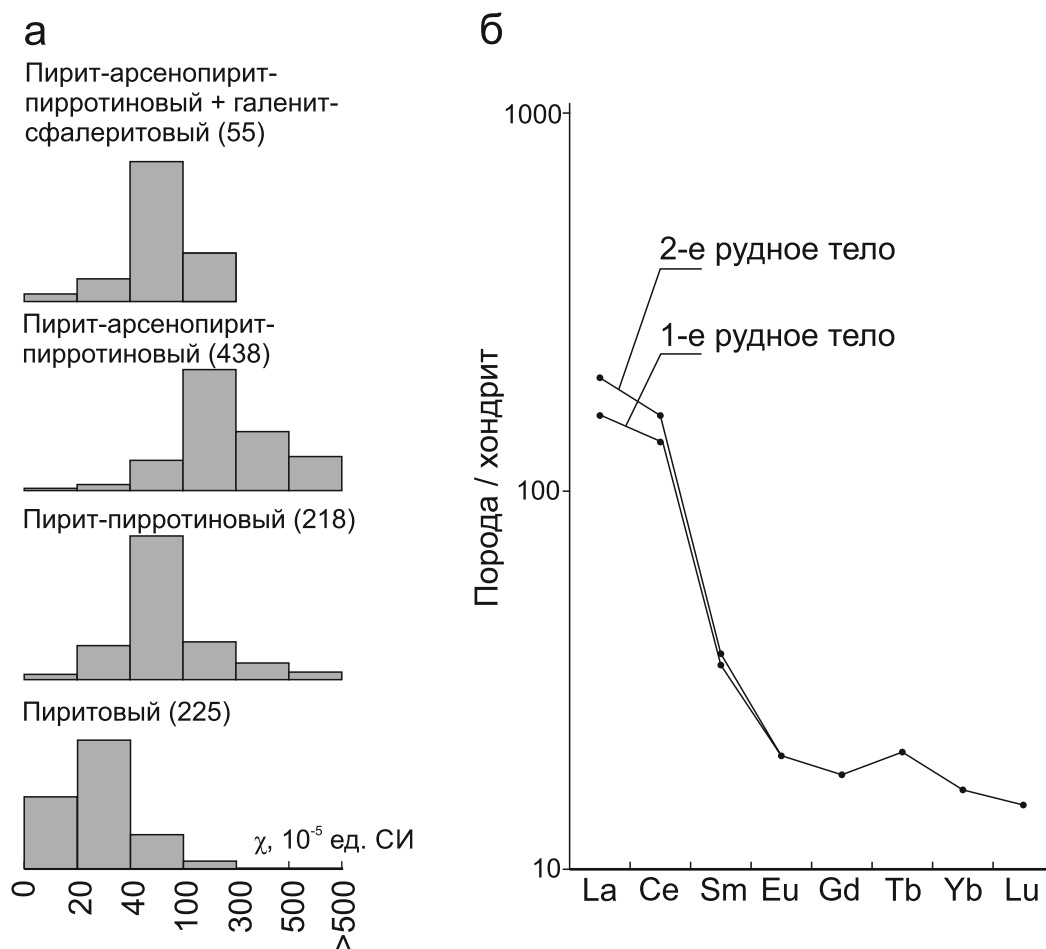
**Fig. 7.** Petromagnetic zoning of the ore bodies.

1 – boundaries: magnetic rocks and ores, 2 – pyrrhotite oxidation zone. Other symbols – see Fig. 4.

### Региональный метаморфизм и исходные породы месторождения

Изменения пород на различных этапах становления месторождения происходили на фоне исходных образований, каковыми являются породы кординской и рязановской свит, регионально метаморфизованные при средних температурах 640–650°C и низком давлении 4 кбар 1030–1000 млн лет назад в обстановке начального этапа орогенеза. Неоднородность исходных пород по содержанию РАЭ обусловлена соотношением известково-кремнистой и глиноземистой составляющих (см. табл. 2 и 5), что можно наблюдать на безаномальных, не охвачен-

ных рудными процессами, флангах месторождения (см. рис. 3 и 5). Минимальными содержаниями всех РАЭ отличаются кальцифиры рязановской свиты в юго-восточной части месторождения. Здесь же хорошо заметен фоновый контраст между кварцитовидными сланцами среднекординской подсвиты и более богатыми РАЭ гранат-двуслюдными сланцами верхнекординской подсвиты, тектонически контактирующими по сместителю надвига. Исходные породы месторождения немагнитные ( $\chi < 50 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ, приращения вектора магнитной индукции  $\Delta T$  имеют значения, близкие к 0 нТл), не содержат осадочного органического вещества или содержат его в очень малых, визуально неразличи-



**Рис. 8.** Магнитная восприимчивость сульфидных парагенезисов (а) и распределение РЗЭ (б) в рудных телах. В скобках указано количество определений. Нормирование по хондриту, (Taylor, McLennan, 1985).

**Fig. 8.** Magnetic susceptibility of sulfide parageneses (a) and REE distribution (б) in ore bodies.

Numbers in parentheses show the number of definitions. Normalization to chondrite, after (Taylor, McLennan, 1985).

мых количествах. Метаморфизм углеродистого вещества приводит к его графитизации (Русинова и др., 1996), что наделяет породу аномальной электрохимической поляризуемостью и способностью создавать аномалии ЕП. В силу низкой концентрации углеродистого вещества значения отрицательных потенциалов ЕП для регионально метаморфизованных отложений кординской свиты не превышают десятков мВ, что также наблюдается на удаленных юго-восточном и запад-северо-западном флангах месторождения. Кальцифиры рязановской свиты не поляризуются совсем.

### Дислокационный метаморфизм

Заложение структурного плана месторождения связано с одним из фрагментов синколлизийной Борзцовской группы надвигов, когда толщи кор-

динской свиты были смяты с образованием многопорядковых складок при температуре 520–551°C и умеренном давлении 5–6 кбар. Возраст этого события 785–780 млн лет. На участках максимальных напряжений в крыльях складок формировались кливажные швы с концентрацией слюдистых, рудных минералов и органического детрита. Фазовая перестройка пород в этих условиях сопровождалась выделением избыточного кремнезема (Лиханов, Ревердатто, 2011) и формированием сопряженных участков окварцевания в замках складок, как в зонах декомпрессии. Линейные аномалии в естественном электрическом и магнитном полях вдоль надвига обусловлены концентрированием графитовой и пирротиновой минерализации в кливажных швах. Участки окварцевания контрастно выделяются аномалиями высоких электрических сопротивлений (рис. 10).



**Таблица 4.** Магнитная восприимчивость сульфидных парагенезисов и химический состав ассоциирующих пиритов  
**Table 4.** Magnetic susceptibility of sulfide parageneses and chemical composition of associated pyrite

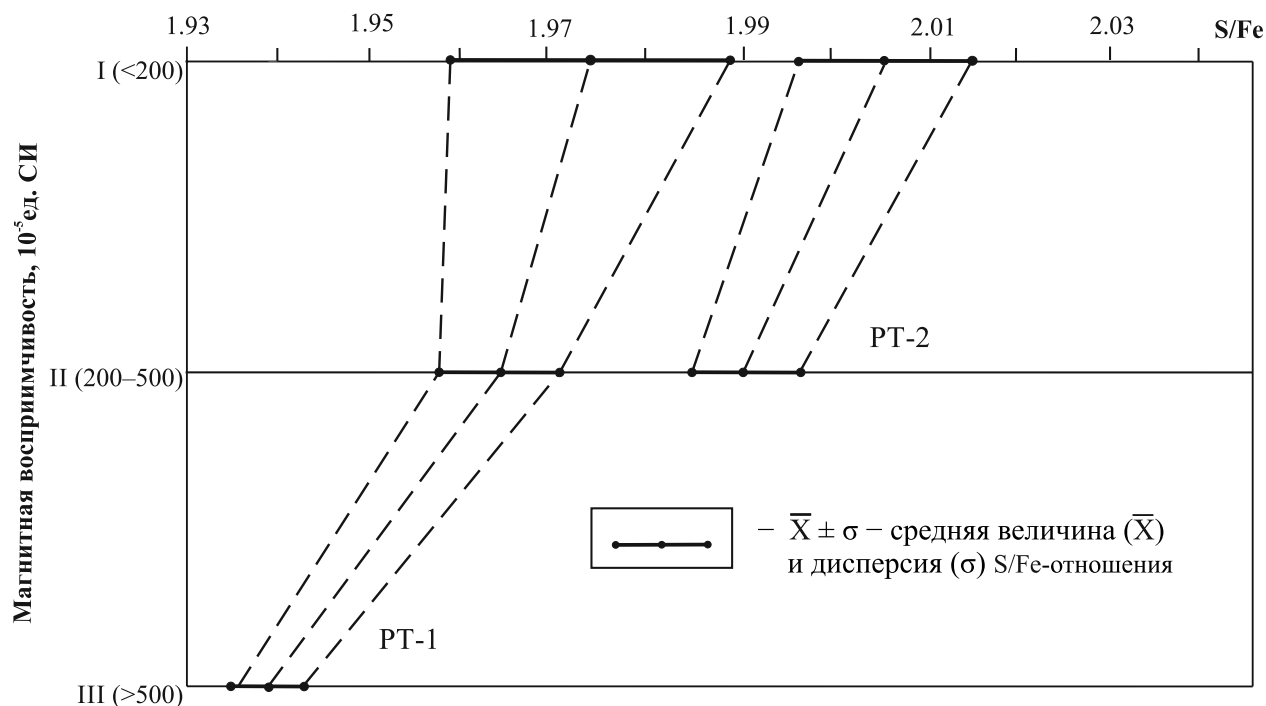
Сульфидный парагенезис	Рудный блок	Номер пробы	$\chi$ , $10^{-5}$ ед. СИ	Химический состав пирита, мас. %							
				Fe	Cu	Ni	Co	Sb	S	Сумма	S/Fe
Пирит-пирротинитовый + арсенопирит-пирит-пирротинитовый	Северный	35/13286	240	47.15	0.01	0.04	0	0.006	52.94	100.14	1.955
		35/13371	47	47.0	0.02	0.04	0	0	53.08	100.14	1.967
		35/13371	43	47.06	0.03	0.06	0	0	53.52	100.67	1.981
		36/13398	520	47.16	0.02	0.02	0	0	52.55	99.75	1.941
		35/13415	81	46.79	0.01	0.48	0	0.012	52.71	100.0	1.962
		34/13113	280	46.1	0.00	0.12	0	0	52.29	98.51	1.975
		34/13115	320	46.63	0.03	0.11	0	0	52.47	99.24	1.960
		34/13117	290	46.98	0.03	0.05	0	0	53.04	100.10	1.966
		34/13120	460	46.7	0.01	0.05	0	0.01	52.54	99.304	1.959
		34/13126	430	46.05	0.01	0.29	0.05	0	52.19	98.59	1.974
		34/13136	40	47.02	0.03	0.04	0	0.002	53.77	100.86	1.992
		68/15912	560	47.24	0.05	0.05	0	0	52.68	100.01	1.942
		35/13309	70	47.06	0	0.27	0	0	53.65	100.98	1.985
		35/13325	370	46.97	0.02	0.04	0	0.023	52.93	99.98	1.962
		36/16306	150	47.06	0.01	0.06	0	0.015	52.96	100.10	1.960
		69/16132	729	47.02	0.02	0.02	0	0.012	52.23	99.30	1.934
	Южный	4/56.2	39	46.42	0	0.00	0.02	0	53.31	99.75	2.00
		90/96	135	45.88	0	0.11	0.21	0	52.72	98.92	2.001
		86/196.7	35	46.19	0	0.02	0.02	0	52.91	99.14	1.995
		90/33.7	480	46.1	0.03	0	0.05	0	52.68	98.90	1.990
		111/59.3	390	46.01	0.02	0	0.07	0	52.85	99.03	1.997
		90/64.5	410	45.91	0.01	0	0.01	0	52.28	98.21	1.983
		7/83.5	61	45.63	0.04	0.08	0.34	0	52.87	98.96	2.018
Галенит-сфалеритовый	Северный + южный	35/13407	32	45.93	0.02	1.12	0.00	0	53.00	100.07	2.010
		88/109.2	63	45.7	0.01	0.00	0.38	0	54.22	100.31	2.066
		4.100.9	68	46.22	0	0.28	0.04	0.01	53.65	100.20	2.021
		7/61.3	65	45.01	0	0.43	0.30	0	52.81	98.55	2.043
		7/64.3	58	44.86	0	0.64	0.30	0	52.76	98.56	2.048

### Дорудный метасоматизм

На следующем этапе в условиях регрессивного изменения термодинамических параметров ( $P = 2.3\text{--}3.8$  кбар,  $T = 311\text{--}424^\circ\text{C}$ ) были проявлены метасоматиты кварц-мусковитового и хлоритового состава с неравномерной углеродной (в том числе и графитовой) минерализацией и первичным обогащением Au (Полева, Сазонов, 2012). Их возраст 754–752 млн лет соотносится с эпохой рифтогенного вулканизма риолит-базальтовой ассоциации, внутриплитного магматизма А-гранитов ахтинского и глушихинского комплексов и даек бимодального ковригинского комплекса (см. табл. 1). Вулканитам и ассоциирующим с ними углеродистым сланцам свойственна надфоновая золото-

носность повышенные содержания щелочей, РАЭ и РЗЭ (Ножкин и др., 2011). Обогащенность РАЭ характерна и для дорудных метасоматитов месторождения Благодатное (см. табл. 6). Их кварц-мусковитовые разновидности диагностируются на северо-западном фланге месторождения по максимальным содержаниям Th и K в ореолах первого порядка (см. рис. 5).

Наличие в дорудных метасоматитах углеродных и фторсодержащих минералов (акцессорного турмалина и породообразующего мусковита) позволяет предполагать восстановительную реакцию раствора и повышенную активность в нем фтора. В таких растворах транспортировка РАЭ возможна во фторидных комплексах и в соединении с органическими аддендами (Наумов, 1998). В



**Рис. 9.** Стехиометрия пиритов в магнитных неоднородностях пирит-пирротинового и пирит-пирротин-арсенопиритового парагенезисов.

**Fig. 9.** Stoichiometry of pyrite in magnetic heterogeneities of the pyrite-pyrrhotite and pyrite-pyrrhotite-arsenopyrite parageneses.

**Таблица 5.** Радиоактивные элементы в исходных породах и метасоматитах месторождения Благодатное

**Table 5.** Radioactive elements in the source rock and metasomatites of the Blagodatnoye deposit

Породы		U, г/т	Th, г/т	K, %	Метод (кол-во определений)
Исходные	Кальцифилы, PP, rz	2.37	3.16	0.67	ГСМ (15)
		—	—	—	НАА (0)
	Кварцитовидные гранат-двуслюдяные сланцы, MP, kd <sub>2</sub>	2.89	6.46	1.76	ГСМ (75)
		3.20	9.52	2.41	НАА (8)
	Ставролитовые метапсефиты, гранат-двуслюдяные сланцы, MP, kd <sub>3</sub>	3.01	9.18	1.66	ГСМ (47)
		3.91	15.82	3.36	НАА (12)
Дорудные метасоматиты	Мусковит-хлоритовые	4.43	15.22	3.03	ГСМ (23)
		4.64	21.26	2.96	НАА (9)
	Кварц-мусковитовые	3.74	18.0	3.23	ГСМ (16)
		6.55	29.9	3.85	НАА (6)

геофизических полях это выражается тесной корреляцией РАЭ с  $U_{sp}$  в аномалиях 1-го порядка (см. табл. 3), что подтверждает предположение об одновременном поступлении углеродистого вещества и радиоактивных элементов на дорудном этапе. Интенсивные аномалии ЕП и РАЭ являются типичными характеристиками дорудных метасоматитов (рис. 11). Сопряженность мусковитовой и хлоритовой

минерализации подчеркивается зональностью геофизических аномалий: тория и калия – в кварц-мусковитовых метасоматитах кислотного выщелачивания и ускорения силы тяжести  $\Delta g$  – на участке с хлоритовой минерализацией как от высокоплотной зоны базификации (см. рис. 3). Неизменные дорудные метасоматиты сохранились на северо-западном фланге месторождения (рис. 12).

**Таблица 6.** Редкоземельные и радиоактивные элементы в рудных телах, г/т

**Table 6.** Rare earth and radioactive elements in the ore bodies, ppm

La	Ce	Sm	Eu	Gd	Tb	Yb	Lu	U	Th	La/Yb	LREE/HREE*	Σ РЗЭ	Коэффициенты корреляции	
													Th–Ce	Th–Lu
Северное рудное тело (34 определения)														
56.19	128.2	7.85	1.92	5.25	1.51	4.12	0.54	4.7	20.9	13.6	39.6	205.58	0.66	0.59
Южное рудное тело (33 определения)														
66.72	143.2	8.86	1.64	5.41	1.60	3.81	0.55	5.7	26.0	17.5	48.1	231.79	0.07	0.69

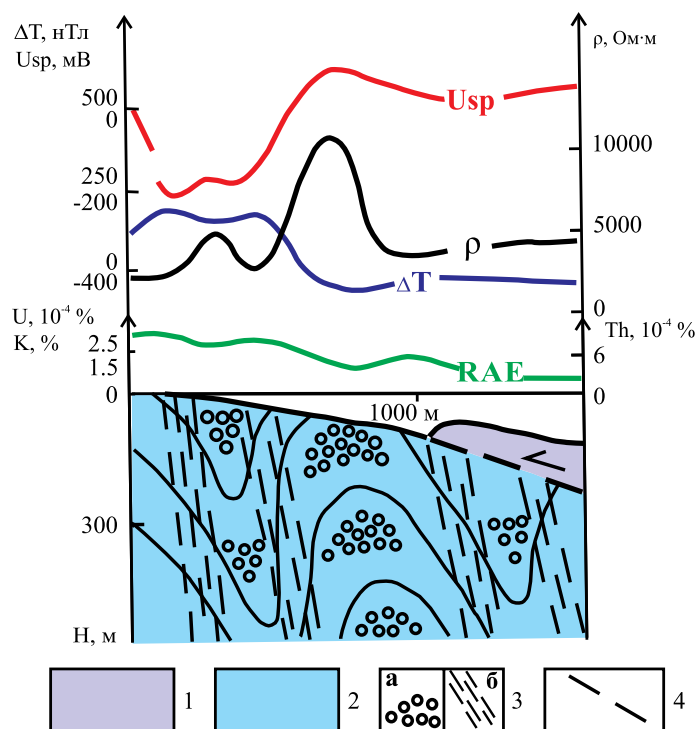
\*В силу определения неполного набора РЗЭ в состав LREE (легких РЗЭ) входят La и Ce, в состав HREE (тяжелых РЗЭ) – Yb и Lu.

\*LREE (light REE) include La and Ce, and HREE (heavy REE) include Yb and Lu due to the determination of a REE incomplete set.

**Таблица 7.** Распределение U и Th в вертикальных сечениях рудных тел, г/т

**Table 7.** Distribution of U and Th in vertical sections of the ore bodies, ppm

Интервал глубин отбора проб	Северное рудное тело		Южное рудное тело	
	U	Th	U	Th
0–50	6.52	18.93	6.16	25.62
50–100	4.24	16.37	7.89	25.97
100–150	4.51	20.1	5.56	27.37
>150	3.48	22.63	5.76	29.89

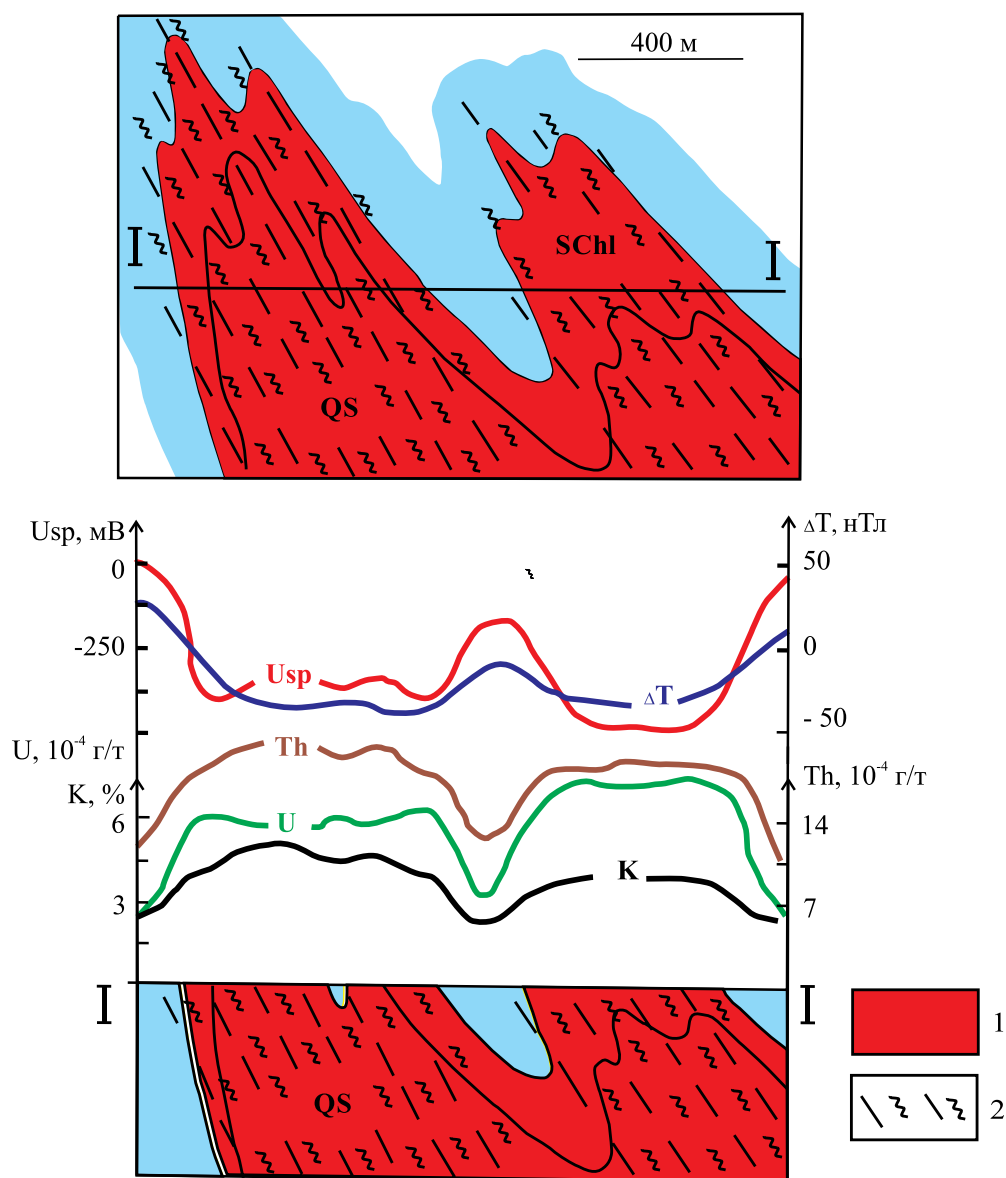


**Рис. 10.** Физико-геологическая модель надвиговой структуры.

1 – кальцифиты рязановской свиты, 2 – сланцы кординской свиты, 3 – зоны окварцевания (а) и графитовой и пирротитовой минерализации в кливажных швах (б), 4 – сместитель надвига.

**Fig. 10.** Physical and geological model of the thrust structure.

1 – calciphyres of the Ryazanovskiy suite, 2 – schists of the Kordinsky suite, 3 – zones of silicification (a) and graphite and pyrrhotite mineralization in the cleavage joints (b), 4 – thrust fault plane.



**Рис. 11.** Физико-геологическая модель дорудных метасоматитов.

1 – дорудные углеродистые метасоматиты кварц-серицитового (QS) и серицит-хлоритового (SChl) состава, 2 – повышенная трещиноватость в зонах кливажа.

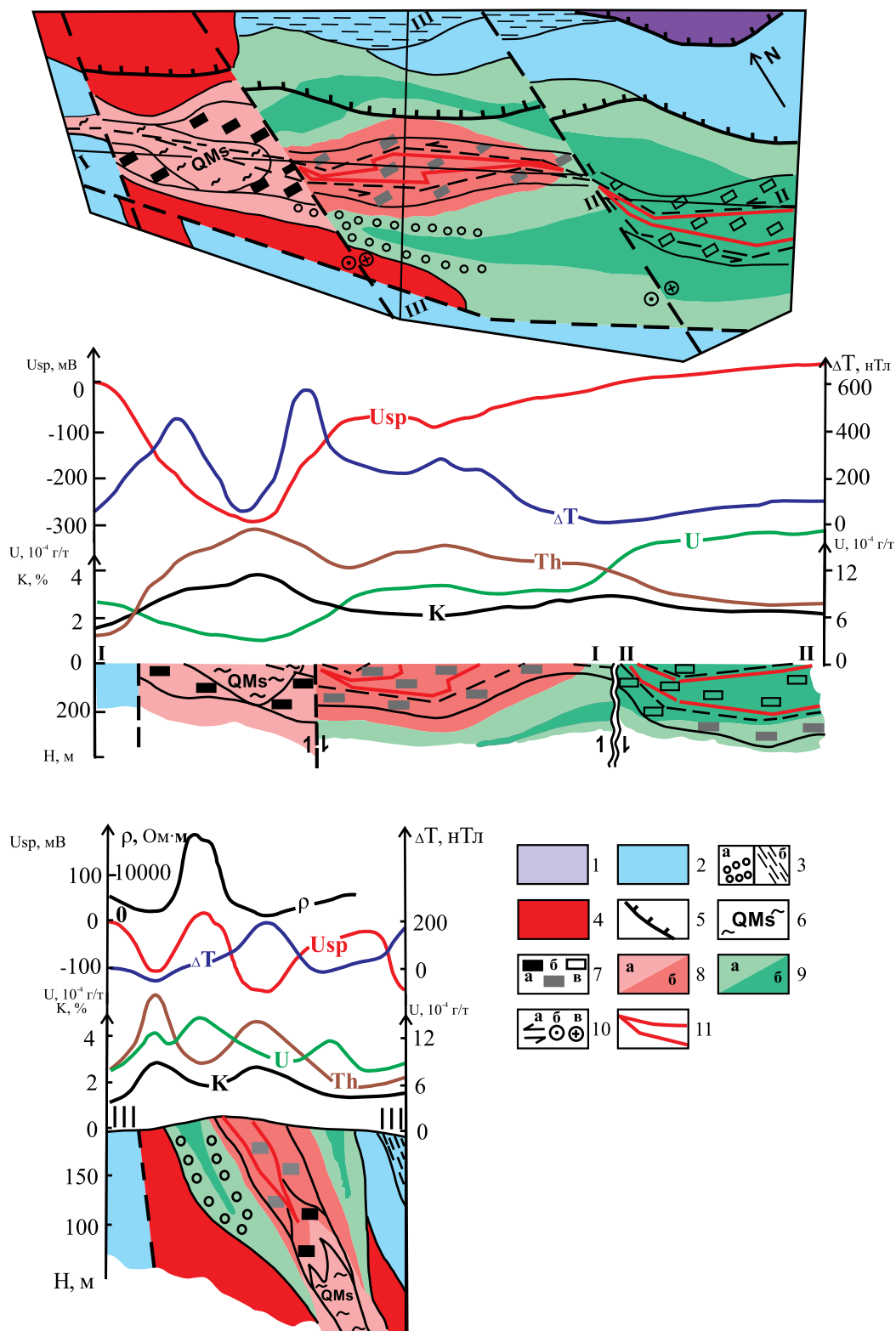
**Fig. 11.** Physical and geological model of pre-ore metasomatites.

1 – pre-ore carbonaceous metasomatites of quartz-sericite (QS) and sericite-chlorite (SChl) composition; 2 – increased fracturing in cleavage zones.

### Рудный и заключительный этапы

Петрофизическая зональность рудного этапа формировалась под действием растворов гидрокарбонатного состава (Томиленко, Гибшер, 2006) при  $T = 280\text{--}564^\circ\text{C}$  698 млн лет назад. Эта датировка соотносится с возрастом вулканитов трахибазальт-трахитовой ассоциации в рифтогенных прогибах, субщелочных гранитоидов кутукасского и

щелочных пород захребетнинского комплексов в консолидированных бортах рифтинговых структур (см. табл. 1). Метасоматизм рудного этапа выразился в замещении железосодержащих алюмосиликатов ассоциацией сидерита, мусковита и кварца при значительных вариациях карбонатной составляющей: от кварц-серицит-карбонатных метасоматитов и рассеянной карбонатной минерализации в продуктивном блоке рудовмещающей



**Рис. 12.** Образования рудного этапа и общая петрофизическая модель месторождения.

1 – кальцифилы рязановской свиты; 2 – сланцы кординской свиты; 3 – динамометаморфические зоны: окварцевания (а), графитовой и пирротиновой минерализации в кливажных швах (б); 4 – дорудные углеродистые метасоматиты; 5 – син-коллизийные надвижки; 6 – среднетемпературные кварц-мусковитовые метасоматиты рудного этапа; 7 – интенсивность и магнитная восприимчивость пирротиновой минерализации: максимальная (а), средняя (б), слабая (в); 8,

9 – Th/U-отношения: очень высокие (8а) и высокие (8б); низкие (9а) и очень низкие (9б); 10 – перемещение блоков в плане (а), вверх (2б); вниз (2в); 11 – рудные тела.

**Fig. 12.** Formations of the ore stage and general petrophysical model of the deposit.

1 – calciphyres of the Ryazanovsky suite; 2 – schists of the Kordinsky suite; 3 – dynamometamorphic zones: of silicification (а), graphite and pyrrhotite mineralization in the cleavage joints (б); 4 – pre-ore carbonaceous metasomatites; 5 – syncollisional thrusts; 6 – medium-temperature quartz-muscovite metasomatites of the ore stage; 7 – intensity and magnetic susceptibility of pyrrhotite mineralization: maximum (а), medium (б), weak (с); 8, 9 – Th/U ratios: very high (8а) and high (8б); low (9а) and very low (9б); 10 – block movement in plan (а), up (2б); down (2в); 11 – ore bodies.

зоны до полного исчезновения карбонатов в ее безрудном северо-западном блоке.

Дорудные метасоматиты, поляризующиеся и обогащенные РАЭ, под действием растворов гидротермального состава приобретали очень контрастную петрофизическую неоднородность. Ведущей формой переноса РАЭ и РЗЭ в таких растворах являются карбонатные комплексы. По их устойчивости Th уступает U и более сопоставим с REE, у которых устойчивость комплексов напрямую зависит от концентрации углекислоты в растворе, при этом комплексы тяжелых РЗЭ прочнее, чем легких РЗЭ (Wood, 1990). Геохимическая близость Th и РЗЭ сильно зависит от температуры. При высоких температурах Th ассоциирует с легкими РЗЭ, а при низких – с тяжелыми (Невский и др., 1972). Возможно, что появление тонкорассеянной карбонатной минерализации, изолирующей отдельные чешуйки графита или их агрегаты, приводит к тому, что порода утрачивает способность к естественной электрической поляризации. Очевидно, что наличие, концентрация и фугитивность углекислоты в растворах рудного этапа играли чрезвычайно важную роль в петрофизических преобразованиях минералообразующей системы. Расход углекислоты связан с кристаллизацией карбонатов в процессе уравнивания раствора с твердой фазой. Распределение  $H_2CO_3$  между флюидом и твердой фазой при постоянном  $P$  регулируется температурой системы, с ее ростом уменьшается доля  $CO_2$ , связываемого в карбонатах и все большее его количество остается в равновесном растворе. При достаточно высоких температурах образование карбонатов будет подавлено даже в условиях очень больших (десятки–сотни моль/л) концентраций  $H_2CO_3$  (Рыженко и др., 1996), следствием чего будет сохранность поляризационных свойств у графитизированных пород.

Высокая корреляция Th с Ce в северном рудном теле и с Lu в южном рудном теле (см. табл. 6) может являться признаком того, что северное рудное тело формировалось в условиях больших температур. Там, где достигались максимальные температуры, по дорудным углеродным метасоматитам формировались среднетемпературные бескарбонатные кварц-мусковитовые метасоматиты рудного этапа. Подавление реакции образования кар-

бонатов сохранило в них способность к электрохимической поляризации и созданию локальной линейной аномалии ЕП. Их геофизическим отличием от дорудных метасоматитов является обеднение РАЭ, особенно U, и самые высокие значения Th/U. Образование южного рудного тела при более низких температурах сопровождалось связыванием  $CO_2$  в рассеянной карбонатной минерализации и нарушением электрохимической активности пород (см. рис. 5 и 12). Расходование  $CO_2$  сказывалось на миграции легких РЗЭ: увеличение  $\Sigma$  РЗЭ в южном рудном теле происходило только за их счет (см. табл. 6, рис. 8б). В распределении РАЭ проявилась более высокая миграционная способность U по сравнению с Th: нижние горизонты рудных тел обогащены Th, а верхние – U (см. табл. 7). Такая зональность позволяет интерпретировать неодинаковое проявление рудных тел в полях РАЭ – в локальном ореоле Th северного и в ореоле U южного рудного тела – как увеличение глубины эрозионного среза в северном направлении (см. рис. 5).

На заключительном этапе ( $368 \pm 23$  млн лет) минерализованная зона была разбита меридиональными взбросами на блоки с различными амплитудами вертикального перемещения и глубиной эрозионного среза. Нарушения, по которым осуществлялись блоковые перемещения, наиболее уверенно прослеживаются по аномалиям высоких градиентов 1-го и 2-го порядка в поле Th/U (см. рис. 5 и 12). В локальных геофизических аномалиях проявляется специфика вертикальной петрофизической неоднородности рудовмещающей минерализованной зоны. В северо-западном блоке на поверхность выходят корневые и подрудные участки рудных тел, в южном – верхние продуктивные горизонты. Рудовмещающая минерализованная зона имеет северо-восточное падение, поэтому наиболее приподнятые и глубокоэродированные блоки и аномалии от них ступенчато смещаются в этом же направлении.

### Сульфидная и золотая минерализация

В отличие от исходных пород породы и руды минерализованной зоны месторождения обладают повышенной  $\chi$  и создают локальные аномалии  $\Delta T$  (см. рис. 5, 7 и 8а). На месторождении выявлен

единственный ферромагнитный минерал – пирротин, поэтому сделано допущение, что магнитная восприимчивость пород пропорциональна концентрации пирротина в них.

Фазовые равновесия пирит-пирротинового парагенезиса зависят от температуры, фугитивности ( $f$ ) или валовой концентрации ( $m_{\text{с общ}}$ ) серы (Иванов и др., 2004). Анализ приведенных в той же работе диаграмм  $\lg m_{\text{с общ}} - \lg f\text{O}_2$ ,  $\lg f\text{S}_2 - \lg f\text{O}_2$  системы Fe–S–O<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O при  $P = 1$  кбар и различных температурах позволил сделать следующие выводы. При  $f\text{O}_2$ , равновесных пирит-пирротин-магнетитовому буферу, пирит-пирротинное равновесие изотермической системы полностью определяется  $f\text{S}$ . С уменьшением  $m_{\text{с}}$  в растворе равновесие фаз может сохраняться только при соответствующем снижении температуры, иначе это влечет за собой преимущественное выделение пирротина. При неизменной  $m_{\text{с}}$  отклонения температуры в большую или меньшую сторону от равновесного состояния приводят к доминированию пирротина или пирита соответственно.

Транспортировка Au в гидротермальных растворах с сульфидной серой осуществляется в комплексах  $\text{AuS}^+$ ,  $\text{AuHS}^0$  и  $\text{Au}(\text{HS})_2^-$  (Пальянова, Колонин, 2007). Для мобильности и концентрирования Au большое значение имеет содержание CO<sub>2</sub>, отмечается согласованность концентрации CO<sub>2</sub> во флюиде и Au в рудах (Mernagh, Bierlein, 2008). Вероятно, что высокая фугитивность конкурирующего аниона  $\text{HCO}_3^-$  сдерживает сульфидообразование, обеспечивая тем самым сохранность диссоциатов сероводорода, а также устойчивость и накопление  $\text{AuHS}^0$ ,  $\text{Au}(\text{HS})_2^-$  в растворе. После связывания углекислоты в карбонатах происходит массовая кристаллизация пирита и арсенопирита, что приводит к дестабилизации  $\text{AuHS}^0$ ,  $\text{Au}(\text{HS})_2^-$  и выделению Au в самородной форме (Горячев и др., 2008). Возможно, этим объясняется постоянная разобщенность кварц-мусковит-карбонатных метасоматитов с золото-сульфидными прожилками.

На месторождении была выявлена тенденция к увеличению  $\chi$  сульфидных парагенезисов по мере уменьшения S/Fe в составе ассоциирующих пиритов (см. табл. 4 и рис. 9). Вариации состава пирита можно рассматривать в качестве показателя температуры гидротермальных растворов и фугитивности серы. Считается, что увеличение в нем S/Fe-отношения связано с ростом фугитивности серы, что может происходить на фоне снижения температуры (Коробейников и др., 1993). Более высокотемпературные условия рудного этапа сказались на повышенной концентрации пирротина в составе пирит-арсенопирит-пирротинового парагенезиса и его повышенной магнитной восприимчивости (см. рис. 4, 7, 8а) с образованием наиболее магнитных пород в корневых участках рудных тел и подрудном пространстве, где достигались максималь-

ные температуры (см. рис. 12). Интенсивное замещение пирита пирротинном сопровождалось высвобождением сульфидной серы и повышением подвижности Au. Накопление Au в средне- и слабомагнитных рудах вызвано наращиванием  $f\text{S}$  при снижении температуры и ее массовом связывании в пирите и арсенопирите и дестабилизацией  $\text{AuHS}^0$ ,  $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ .

## ВЫВОДЫ

На основе геолого-геофизических, петрофизических данных и результатов системного изучения вещества пород с аномальными свойствами выполнена поэтапная реконструкция петрофизической зональности золото-сульфидного месторождения Благодатное.

Заложение структуры месторождения обязано синколлизионному складчато-надвиговому нарушению (785 млн лет) мезопротерозойских регионально метаморфизованных толщ. Фронтальные динамометаморфические зоны надвига сопровождаются линейными геофизическими аномалиями: магнитными и естественными электрическими – от кливажных зон с пирротиновой и графитовой минерализацией и удельного электрического сопротивления – от сопряженных зон окварцевания.

Петрофизические неоднородности дорудного (753 млн лет) и рудного (698 млн лет) этапов проявились в обстановке периодической активизации процессов рифтогенного и внутриплитного магматизма соответственно 760–750 и 700–690 млн лет.

На этапе дорудного образования надфоновых концентраций золота под действием восстановленных растворов формировались кварц-мусковитовые и сопряженные с ними мусковит-хлоритовые метасоматиты с углеродной минерализацией. Им свойственны высокие концентрации РАЭ и аномальная электрохимическая поляризуемость, пониженная плотность кварц-мусковитовых и повышенная – мусковит-хлоритовых разновидностей. Появление характерных физических свойств дорудных метасоматитов обусловлено дополнительным поступлением РАЭ, образованием графита, выщелачиванием и перераспределением оснований.

На рудном этапе происходило концентрирование золота при участии растворов гидрокарбонатно-сульфидного состава. Широкий диапазон температур растворов обусловил чрезвычайно контрастные петрофизические характеристики образований рудного этапа. Среднетемпературные кварц-мусковитовые метасоматиты подрудных участков, формировавшиеся по дорудным метасоматитам, сохранили способность создавать аномалии ЕП. Они обеднены U и имеют самые высокие значения Th/U. Породы с низкотемпературной рассеянной

карбонатной минерализацией, вмещающие кварц-серпидит-карбонатные метасоматиты и рудные тела, характеризуются отсутствием аномалий ЕП, зональным распределением Th и U относительно рудных тел и широким диапазоном значений Th/U. Рудам свойственна аномальная магнитная восприимчивость, достигающая максимальных значений в корневых участках рудных тел.

Неодинаковые вертикальные перемещения отдельных блоков минерализованной зоны по меридиональным нарушениям на заключительном этапе привели к тому, что на современную дневную поверхность выведены ее разноглубинные участки с контрастными петрофизическими характеристиками.

### Благодарности

Авторы глубоко признательны рецензентам и членам редколлегии за критический анализ, комментарии, конструктивные замечания и рекомендации, способствовавшие значительному улучшению первоначального варианта статьи.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Даценко В.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Яковлева С.З. (2002) Гранитоиды Ерудинского и Чиримбинского массивов Заангарья Енисейского края – индикаторы неопротерозойских коллизионных событий. *Геология и геофизика*, **43**(3), 259-272.
- Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Палесский С.В., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Яснев А.М. (2003) Неопротерозойские постколлизионные гранитоиды глушихинского комплекса Енисейского края. *Петрология*, **11**(1), 54-68.
- Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Вингейт М.Т.Д. (2007) Лейкогранитный магматизм А-типа в эволюции континентальной коры западного обрамления Сибирского кратона. *Геология и геофизика*, **48**(1), 2-21.
- Верниковский В.А., Верниковская А.Е. (2006) Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского края. *Геология и геофизика*, **47**(1), 35-52.
- Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Черных А.И., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. (2001) Порожнинские гранитоиды Приенисейского офиолитового пояса – индикаторы неопротерозойских событий на Енисейском крае. *Докл. РАН*, **381**(6), 806-810.
- Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е., Матушкин Н.Ю., Казанский А.Ю., Кадильников П.И., Романова И.В., Вингейт М.Т.Д., Ларионов А.Н., Родионов Н.В. (2016) Неопротерозойская тектоническая структура Енисейского края и формирование западной окраины Сибирского кратона на основе новых геологических, палеомагнитных и геохронологических данных. *Геология и геофизика*, **57**(1), 63-90.
- Врублевский В.В., Покровский Б.Г., Журавлев Д.З., Аношин Г.Н. (2003) Вещественный состав и возраст пенчегинского линейного комплекса карбонатитов, Енисейский край. *Петрология*, **11**(2), 145-163.
- Горячев Н.А., Викентьева О.В., Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю., Алпатов В.А., Голуб В.В. (2008) Наталкинское золоторудное месторождение мирового класса: распределение РЗЭ, флюидные включения, стабильные изотопы кислорода и условия формирования руд. *Геология руд. месторождений*, **50**(5), 414-444.
- Иванов И.П., Шаповалов Ю.Б., Каширцева Г.А. (2004) Термодинамический анализ парагенезисов минералов на основе системы Fe–S–O<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O. *Экспериментальная минералогия: некоторые итоги на рубеже столетий*, Т.1, М.: Наука, 283-297.
- Константинов М.М., Данковцев Р.Ф., Симкин Г.С., Черкасов С.В. (1999) Глубинное строение и закономерности размещения месторождений Северо-Енисейского золоторудного района (Россия). *Геология руд. месторождений*, **41**(5), 425-436.
- Коробейников А.Ф., Нарсеев В.А., Пшеничкин А.Я., Арифулов Ч.Х. (1993) Пириты золоторудных месторождений. М.: ЦНИГРИ, 213 с.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В. (2011) Нижнепротерозойские метapelиты северной части Енисейского края: природа и возраст протолита, поведение вещества при коллизионном метаморфизме. *Геохимия*, (3), 239-267.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В. (2014) P–T–t эволюция метаморфизма в Заангарье Енисейского края: петрологические и геодинамические следствия. *Геология и геофизика*, **55**(3), 385-416.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Зиновьев С.В., Ножкин А.Д. (2013а) Возраст бластомилонитов Приенисейской региональной сдвиговой зоны как свидетельство вендских аккреционно-коллизионных событий на западной окраине Сибирского кратона. *Докл. АН*, **450**(2), 199-203.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В. (2013б) Неопротерозойский дайковый пояс Заангарья Енисейского края как индикатор процессов растяжения и распада Родинии. *Докл. АН*, **450**(6), 685-690.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Травин А.В. (2010) Верхнерифейский возраст кианит-силлиманитового метаморфизма в Заангарье Енисейского края (по <sup>40</sup>Ar–<sup>39</sup>Ar данным). *Докл. АН*, **433**(6), 522-527.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Хиллер В.В. (2013в) Реконструкция неопротерозойской метаморфической истории Заангарья Енисейского края по данным Th–U–Pb-датирования монацита и кенотима в зональных гранатах. *Докл. АН*, **450**(3), 329-334.
- Наумов Г.Б. (1998) Миграция урана в гидротермальных растворах. *Геология руд. месторождений*, **40**(4), 307-325.
- Неволько П.А. (2009) Геологические и физико-химические условия формирования сурьмяной минерализации на золоторудных месторождениях Енисейского края: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 16 с.
- Невский В.А., Гинзбург А.И., Козлова П.С., Онтеев Д.О., Апельцин Ф.Р., Куприянова И.И., Кудрин В.С., Эпштейн Е.М. (1972) Геология постмагматических то-



- риево-редкометалльных месторождений. М.: Атомиздат, 408 с.
- Новожилов Ю.И., Гаврилов А.М. (1999) Золото-сульфидные месторождения в углеродисто-терригенных толщах. Золото-сульфидные месторождения основных промышленных типов. Золото-сульфидно-сурьмяный (ртутно-вольфрам-сурьмяный) тип. Месторождение Олимпиадинское. М.: ЦНИГРИ, 175 с.
- Ножкин А.Д., Борисенко А.С., Неволько П.А. (2011) Этапы позднепротерозойского магматизма и возрастные рубежи золотого оруденения Енисейского кряжа. *Геология и геофизика*, **52**(1), 158-181.
- Ножкин А.Д., Дмитриева Н.В., Лиханов И.И., Серов П.А., Козлов П.С. (2016) Геохимические и изотопно-геохронологические свидетельства субсинхронного островодужного магматизма и терригенной седиментации (Предивинский террейн Енисейского кряжа). *Геология и геофизика*, **57**(11), 1992-2014.
- Ножкин А.Д., Качевский Л.К., Дмитриева Н.В. (2013) Позднепротерозойская рифтогенная метариолит-базальтовая ассоциация Глушихинского прогиба (Енисейский кряж): петрогеохимический состав, возраст и условия образования. *Геология и геофизика*, **54**(1), 58-71.
- Ножкин А.Д., Попов Н.В., Дмитриева Н.В., Стороженко А.А., Васильев Н.Ф. (2015) Непротерозойские коллизионные S-гранитоиды Енисейского кряжа: петрогеохимические особенности, U-Pb, Ar-Ar и Sm-Nd изотопные данные. *Геология и геофизика*, **56**(5), 881-889.
- Ножкин А.Д., Постников А.А., Наговицин К.Е., Травин А.В., Станевич А.М., Юдин Д.С. (2007) Чингасанская серия неопротерозоя Енисейского кряжа: новые данные о возрасте и условиях формирования. *Геология и геофизика*, **48**(12), 1307-1320.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Постников А.А., Травин А.В., Эрнст Р.Е. (2008) Непротерозойский рифтогенный и внутримитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии. *Геология и геофизика*, **49**(7), 666-688.
- Пальянова Г.А., Колонин Г.Р. (2007) Геохимическая подвижность Au и Ag в условиях гидротермального переноса и отложения (термодинамическое моделирование). *Геохимия*, (8), 814-828.
- Петров В.Г. (1974) Условия золотоносности северной части Енисейского кряжа. Новосибирск: Наука, 138 с.
- Полева Т.В., Сазонов А.М. (2012) Геология золоторудного месторождения Благодатное в Енисейском кряже. М.: Экон. газ., 290 с.
- Рушинова О.В., Королев Ю.М., Васильева М.Е. (1996) Рентгенографические характеристики углеродистого вещества золоторудных месторождений в черносланцевых толщах. *Литология и полезн. ископаемые*, **31**(1), 89-96.
- Рыженко Б.Н., Барсуков В.Л., Князева С.Н. (1996) Химические характеристики (состав, pH, Eh) системы порода-вода. I. Система гранитоиды-вода. *Геохимия*, (5), 436-454.
- Сазонов А.М. (1998) Золоторудный процесс в метаморфических толщах. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ИМГРЭ, 58 с.
- Сазонов А.М., Гертнер И.Ф., Тишин П.А., Звягина Е.А., Врублевский В.В., Краснова Т.С. (2003) Возрастные рубежи формирования золото-сульфидного рудопроявления Благодатное (Енисейский кряж). *Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза*. СПб: ЦИК, 447-450.
- Сазонов А.М., Некрасова Н.А., Звягина Е.А., Тишин П.А. (2016) Геохронология гранитов, вмещающих сланцев и руд месторождения золота "Панимба" (Енисейский кряж). *Журн. СВУ*, **9**(2), 174-188.
- Сазонов А.М., Романовский А.Э., Шведов Г.И., Леонтьев С.И., Звягина Е.А. (1994) Ведугинское золото-сульфидное месторождение (Енисейский кряж). *Руды и металлы*, (2), 86-97.
- Свешникова Е.В., Семенов Е.И., Хомяков А.П. (1976) Заангарский щелочной массив, его породы и минералы. М.: Наука. 80 с.
- Тишин П.А., Гертнер И.Ф., Сазонов А.М., Звягина Е.А., Колмаков Ю.В., Леонтьев С.И. (2004) Структурная эволюция метаморфогенной золотосульфидной минерализации на примере месторождения Благодатного (Енисейский кряж). *Петрология магматических и метаморфических комплексов*. Томск: ЦНТИ, 283-289.
- Томиленко А.А., Гибшер Н.А. (2006) Флюидные включения в золото-кварцевых жилах рудопроявления Благодатного (Енисейский кряж, Россия). *Золото Сибири: геохимия, технология, экономика*. Мат-лы IV Междунар. симпози. Красноярск: КНИИГиМС, 30-31.
- Томиленко А.А., Гибшер Н.А., Травин А.В. (2006) <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar возраст серицитов из золотоносных и безрудных кварцево-жильных зон Советского месторождения, Енисейский кряж, Россия. *Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма*. М.: ГЕОС, 345-349.
- Хоментовский В.В. (2007) Верхний рифей Енисейского кряжа. *Геология и геофизика*, **48**(9), 921-933.
- Чугаев А.В., Белов А.Н., Чернышов И.В. (2001) Изотопный состав Sr и эволюция источника гидротермальных растворов (на примере золоторудного месторождения Ведуга, Енисейский кряж). *Докл. АН*, **377**(5), 680-683.
- Gertner I., Tishin P., Vrublevsky V., Sazonov A., Zvyagina E., Kolmakov Y. (2011) Neoproterozoic Alkaline Igneous Rocks, Carbonatites and Gold Deposits of the Yenisei Ridge, Central Siberia: Evidence of Mantle Plume Activity and Late Collision Shear Tectonics Associated with Orogenic gold Mineralisation. *Resource Geol.*, **61**(4), 316-343.
- Likhonov I.I., Reverdatto V.V., Savko K.A. (2017) Bimodal Intraplate Magmatism of the Yenisei Ridge as Evidence of Breakup of Rodinia and Opening of the Paleoasian Ocean at the Western Margin of the Siberian Craton. *Dokl. Earth Sci.*, **476**(2), 1217-1221.
- Mernagh T.P., Bierlein F.P. (2008) Transport and precipitation of gold in Phanerozoic metamorphic terranes from chemical modeling of fluid-rock interaction. *Econ. Geol.*, **103**, 1613-1640.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford. 312 p.
- Wood S.A. (1990) The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and yttrium: 2. Theoretical predictions of speciation in hydrothermal solutions to 350°C at saturation water vapor pressure. *Chem. Geol.*, **88**(15), 99-125.

## REFERENCES

- Chugaev A.V., Belov A.N., Chernyshov I.V. (2001) Sr isotopic composition and evolution of the source of hydrothermal solutions (by the example of the Veduga gold deposit, Yenisei Ridge). *Dokl. Akad. Nauk*, **377**(5), 680-683. (In Russ.)
- Gertner I., Tishin P., Vrublevsky V., Sazonov A., Zvyagina E., Kolmakov Y. (2011) Neoproterozoic Alkaline Igneous Rocks, Carbonatites and Gold Deposits of the Yenisei Ridge, Central Siberia: Evidence of Mantle Plume Activity and Late Collision Shear Tectonics Associated with Orogenic gold Mineralisation. *Resource Geol.*, **61**(4), 316-343.
- Goryachev N.A., Vikent'eva O.V., Bortnikov N.S., Prokof'ev V.Yu., Alpatov V.A., Golub V.V. (2008) The World-Class Natalka gold deposit, northeast Russia: REE patterns, fluid inclusions, stable oxygen isotopes, and formation conditions of ore. *Geol. Ore Dep.*, **50**(5), 362-390. (Translated from *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **50**(5), 414-444).
- Ivanov I.P., Shapovalov Yu.B., Kashirtseva G.A. (2004) Thermodynamic analysis of parageneses based on the system Fe–S–O<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O. *Experimental Mineralogy: Some Results at the Turn of the Century*. Moscow, Nauka Publ., 283-297. (In Russ.)
- Khomentovskii V.V. (2007) The Upper Riphean of the Yenisei range. *Russ. Geol. Geophys.*, **48**(9), 711-720. (Translated from *Geol. Geofiz.*, **48**(9), 921-933).
- Konstantinov M.M., Dankovtsev R.F., Simkin G.S., Cherkasov S.V. (1999) Deep structure of the North Enisei gold district (Russia) and setting of ore deposits. *Geol. Ore Dep.*, **41**(5), 387-397. (Translated from *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **41**(5), 425-436).
- Korobeinikov A.F., Narseev V.A., Pshenichkin A.Ya., Arifulov Ch.Kh. (1993) *Pyrite at Gold Deposits*. Moscow, TsNIGRI, 1-213. (In Russ.)
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V. (2011) Lower Proterozoic metapelites of the northern part of the Yenisei Ridge: nature and age of the protolith and behavior of the matter during collisional metamorphism. *Geokhimiya*, (3), 239-267. (In Russ.)
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V. (2014) *P-T-t* constraints on the metamorphic evolution of the Transangarian Yenisei ridge: geodynamic and petrological implications. *Russ. Geol. Geophys.*, **55**(3), 299-322. (Translated from *Geol. Geofiz.*, **55**(3), 385-416).
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Khiller V.V. (2013c) Neoproterozoic metamorphic evolution in the Transangarian Yenisei ridge: evidence from monazite and xenotime geochronology. *Dokl. Earth Sci.*, **450**(1), 556-561. (Translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **450**(3), 329-334).
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Travin A.V. (2010) Upper riphean age of kyanite-sillimanite metamorphism in the Transangarian Yenisei ridge: evidence from <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar data. *Dokl. Earth Sci.*, **433**(2), 1108-1113. (Translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **433**(6), 522-527).
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Savko K.A. (2017) Bimodal Intraplate Magmatism of the Yenisei Ridge as Evidence of Breakup of Rodinia and Opening of the Paleasian Ocean at the Western Margin of the Siberian Craton. *Dokl. Earth Sci.*, 2017, **476**(2), 1217-1221.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Zinov'ev S.V., Kozlov P.S. (2013b) The neoproterozoic Trans-Angara dike belt, Yenisei ridge, as an indicator of extension and breakup of Rodinia. *Dokl. Earth Sci.*, **450**(2), 613-617. (Translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **450**(6), 685-690).
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Zinov'ev S.V., Nozhkin A.D. (2013a) Age of blastomylonites of the Yenisei regional shear zone as evidence of the vendian accretionary-collision events at the western margin of the Siberian craton. *Dokl. Earth Sci.*, **450**(1), 489-493. (Translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **450**(2), 199-203).
- Mernagh T.P., Bierlein F.P. (2008) Transport and precipitation of gold in Phanerozoic metamorphic terranes from chemical modeling of fluid–rock interaction. *Econ. Geol.*, **103**, 1613-1640.
- Naumov G.B. (1998) Uranium migration in hydrothermal solutions. *Geol. Ore Dep.*, **40**(4), 307-325. (Translated from *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **40**(4), 273-289).
- Nevol'ko P.A. (2009) Geological and physicochemical conditions of antimony mineralization formation in the gold ore deposits of the Yenisei Ridge. Cand. geol. and min. sci diss. Novosibirsk, IGM SO RAN, 16 p. (in Russ.)
- Nevskii V.A., Ginzburg A.I., Kozlova P.S., Ontoev D.O., Apel'tsin F.R., Kupriyanova I.I., Kudrin V.S., Epshtein E.M. (1972) *Geology of Postmagmatic Thorium–Rare-Metal Deposits*. Moscow, Atomizdat Publ., 407 p. (In Russ.)
- Novozhilov Y.I., Gavrilov A.M. (1999) Gold-sulfide deposits in carbonaceous-terrigenous strata. Gold-sulfide deposits of the main industrial types. Gold-sulfide-antimony (mercury-phosphorus-antimony) type Olimpiada deposit. Moscow, TsNIGRI, 175 p. (In Russ.)
- Nozhkin A.D., Borisenko A.S., Nevol'ko P.A. (2011) Stages of late proterozoic magmatism and periods of Au mineralization in the Yenisei ridge. *Russ. Geol. Geophys.*, **52**(1), 124-143. (Translated from *Geol. Geofiz.*, **52**(1), 158-181).
- Nozhkin A.D., Dmitrieva N.V., Likhanov I.I., Serov P.A., Kozlov P.S. (2016) Geochemical, isotopic, and geochronological evidence for subsynchronous island-arc magmatism and terrigenous sedimentation (Predivinsk terrane of the Yenisei ridge). *Russ. Geol. Geophys.*, **57**(11), 1570-1590. (Translated from *Geol. Geofiz.*, **57**(11), 1992-2014).
- Nozhkin A.D., Dmitrieva N.V., Popov N.V., Storozhenko A.A., Vasil'ev N.F. (2015) Neoproterozoic collisional S-type granitoids of the Yenisei ridge: petrogeochemical composition and U-Pb, Ar-Ar, and Sm-Nd isotope data. *Russ. Geol. Geophys.*, **56**(5), 689-695. (Translated from *Geol. Geofiz.*, **56**(5), 881-889).
- Nozhkin A.D., Kachevskii L.K., Dmitrieva N.V. (2013) The late neoproterozoic rift-related metarhyolite-basalt association of the Glushikha trough (Yenisei ridge): petrogeochemical composition, age, and formation conditions. *Russ. Geol. Geophys.*, **54**(1), 44-54. (Translated from *Geol. Geofiz.*, **54**(1), 58-71).
- Nozhkin A.D., Travin A.V., Yudin D.S., Postnikov A.A., Nagovitsin K.E., Stanevich A.M. (2007) Neoproterozoic chingasan group in the Yenisei ridge: new data on age and deposition environments. *Russ. Geol. Geophys.*, **48**(12), 1015-1025. (Translated from *Geol. Geofiz.*, **48**(12), 1307-1320).
- Nozhkin A.D., Turkina O.M., Travin A.V., Bayanova T.B., Berezhnaya N.G., Larionov A.N., Postnikov A.A., Ernst R.E. (2008) Neoproterozoic rift and within-plate magmatism in the Yenisei ridge: implications for the breakup of Rodinia. *Russ. Geol. Geophys.*, **49**(7), 503-519. (Translated

- from *Geol. Geofiz.*, **49**(7), 666-688).
- Pal'yanova G.A., Kolonin G.R. (2007) Geochemical mobility of Au and Ag during hydrothermal transfer and precipitation: Thermodynamic simulation. *Geochem. Int.* **45**(8), 744-757. (Translated from *Geokhimiya*, (8), 814-828).
- Petrov S.G. (1974) Conditions of gold mineralization in the northern part of the Yenisei Ridge. Novosibirsk, Nauka Publ., 138 p. (in Russ.)
- Poleva T.V., Sazonov A.M. (2012) *Geology of the Blagodatnoe Gold Deposit, Yenisei Ridge*. Moscow, Ekon. Gaz., 290 p. (In Russ.)
- Rusinova O.V., Korolev Yu.M., Vasil'eva M.E. (1996) X-ray Diffraction Characteristics of Carbonaceous Matter from Gold Ore Deposits in Black Shales. *Lithol. Miner. Res.*, **31**(1), 79-85. (Translated from *Litol. Polezn. Iskop.*, **31**(1), 89-96)
- Ryzhenko B.N., Barsukov V.L., Knyazeva S.N. (1996) Chemical characteristics (composition, pH, and Eh) of a rock-water system: 1. The granitoids-water system. *Geokhimiya*, (5), 436-454. (In Russ.)
- Sazonov A.M. (1998) Gold-ore process in metamorphic strata. Doc. geol. and min. sci. diss. Moscow, IMGRE, 58p. (In Russ.)
- Sazonov A.M., Gertner I.F., Tishin P.A., Zvyagina E.A., Vrublevskii V.V., Krasnova T.S. (2003) Age ranges of formation of the Blagodatnoye gold-sulfide ore occurrence (Yenisei Ridge). *Isotopic geochronology in solving problems of geodynamics and ore genesis*. St.Petersburg, Center of Information Culture Publ., 447-450. (In Russ.)
- Sazonov A.M., Nekrasova N.A., Zvyagina E.A., Tishin P.A. (2016) Geochronology of granites, host schists and ores of the Panimba gold deposit (Yenisei ridge). *Zh. Siberian Federal University*, **9**(2), 174-188. (In Russ.)
- Sazonov A.M., Romanovskii A.E., Shvedov G.I., Leont'ev S.I., Zvyagina E.A. (1994) Veduginskoye gold-sulfide deposit (Yenisei ridge). *Rudy i Metally*, (2), 86-97. (In Russ.)
- Sveshnikova E.V., Semenov E.I., Khomyakov A.P. (1976) Trans-Angara alkaline massif, its rocks and minerals. Moscow, Nauka Publ. 80 p. (In Russ.)
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford. 312 p.
- Tishin P.A., Gertner I.F., Sazonov A.M., Zvyagina E.A., Kolmakov Yu.V., Leont'ev S.I. (2004) Structural evolution of metamorphogenic on the example of the Blagodatnoye deposit (Yenisei Ridge). *Petrology of igneous and metamorphic complexes*. Tomsk, TsNTI, 283-289.
- Tomilenko A.A., Gibscher N.A. (2006) Fluid inclusions in the gold-quartz veins of the Blagodatnoe ore occurrence (Yenisei Ridge, Russia). *The Gold of Siberia: Geochemistry, Technology and Economics (Proc. IV Int. Symp.)*. Krasnoyarsk, KNIIGiMS Publ., 30-31. (In Russ.)
- Tomilenko A.A., Gibscher N.A., Travin A.V. (2006) <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar age of sericites from gold-bearing and ore-free quartz-vein zones of the Sovetskoye deposit, Yenisei Ridge, Russia. *Isotopic dating of the ore formation, magmatism, sedimentation, and metamorphism processes*. Moscow, GEOS Publ., 345-349. (In Russ.)
- Vernikovskaya A.E., Vernikovskii V.A., Sal'nikova E.B., Datsenko V.M., Kotov A.B., Kovach V.P., Travin A.V., Yakovleva S.Z. (2002) Granitoids of the Yeruda and Chirimbinsky massifs of the Trans-Angara region of the Yenisei Ridge – indicators of Neoproterozoic collisional events. *Geol. Geofiz.*, **43**(3), 259-272. (In Russ.)
- Vernikovskaya A.E., Vernikovskiy V.A., Salnikova E.B., Kotov A.B., Kovach V.P., Travin A.V., Palessky S.V., Yakovleva S.Z., Fedoseyenko A.M., Yasenev A.M. (2003) Neoproterozoic postcollisional granitoids of the Glushikha complex of the Yenisei Ridge. *Petrology*, **11**(1), 48-61. (Translated from *Petrologiya*, **11**(1), 54-68).
- Vernikovskaya A.E., Vernikovskiy V.A., Travin A.V., Sal'nikova E.B., Kotov A.B., Kovach V.P., Wingate M.T.D. (2007) A-type leucogranite magmatism in the evolution of continental crust on the western margin of the Siberian craton. *Russ. Geol. Geophys.*, **48**(1), 3-16. (Translated from *Geol. Geofiz.*, **48**(1), 2-21).
- Vernikovskii V.A., Vernikovskaya A.E. (2006) Tectonics and evolution of granitoid magmatism of the Yenisei Ridge. *Geol. Geofiz.* **47**(1), 35-52. (In Russ.)
- Vernikovskiy V.A., Metelkin D.V., Vernikovskaya A.E., Matushkin N.Y., Kadilnikov P.I., Romanova I.V., Kazansky A.Y., Wingate M.T.D., Larionov A.N., Rodionov N.V. (2016) Neoproterozoic tectonic structure of the Yenisei ridge and formation of the western margin of the Siberian craton based on new geological, paleomagnetic, and geochronological data. *Russ. Geol. Geophys.*, **57**(1), 47-68. (Translated from *Geol. Geofiz.*, **57**(1), 63-90).
- Vernikovskii V.A., Vernikovskaya A.E., Chernykh A.I., Sal'nikova E.B., Kotov A.B., Kovach V.P., Yakovleva S.Z., Fedoseenko A.M. (2001) Porozhninsky granitoids of the Yenisei ophiolitic belt – indicators of Neoproterozoic events in the Yenisei Ridge. *Dokl. Akad. Nauk*, **381**(6), 806-810. (In Russ.)
- Vrublevskiy V.V., Pokrovskiy B.G., Zhuravlev D.Z., Anoshin G.N. (2003) Material composition and age of the Penchenginsky linear carbonatite complex, Yenisei Ridge. *Petrology*, **11**(2), 130-146. (Translated from *Petrologiya*, **11**(2), 145-163).
- Wood S.A. (1990) The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and yttrium: 2. Theoretical predictions of speciation in hydrothermal solutions to 350°C at saturation water vapor pressure. *Chem. Geol.*, **88**(15), 99-125.