

Дальневосточное отделение Российской академии наук

*На правах рукописи*



**Соцкая Ольга Тарасовна**

**МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНО-ВКРАПЛЕННОГО ТИПА В  
ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЯНО-КОЛЫМСКОГО ЗОЛОТОНОСНОГО ПОЯСА**

Специальность 25.00.11 – геология, поиски и разведка  
твердых полезных ископаемых; минерагения

**АВТОРЕФЕРАТ**

диссертации на соискание ученой степени  
кандидата геолого-минералогических наук

Магадан - 2017

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Северо-Восточном комплексном научно-исследовательском институте им. Н.А.Шило Дальневосточного отделения Российской академии наук

**Научный руководитель:** **Горячев Николай Анатольевич,**  
член-корреспондент Российской академии наук,  
профессор, доктор геолого-минералогических наук,  
главный научный сотрудник СВКНИИ ДВО РАН

**Официальные оппоненты:** **Волков Александр Владимирович,**  
доктор геолого-минералогических наук, вед. научный  
сотрудник ИГЕМ РАН, г. Москва

**Вах Александр Станиславович,**  
кандидат геолого-минералогических наук, ст. научный  
сотрудник ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток

**Ведущая организация:** Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

**Защита состоится** 14 декабря 2017 года в 14.30 часов на заседании диссертационного совета Д 212.073.01 при Иркутском научно-исследовательском техническом университете по адресу: 664074, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 83, ИРНТУ, ауд. Е-301.

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке ФГБОУ ВО Иркутский национальный исследовательский технический университет и на сайте <http://www.istu.edu/static/dis/30566>.

Отзывы на диссертацию и автореферат должны представляться в диссертационный совет не позднее, чем за 15 дней до защиты диссертацию. В отзыве указываются фамилия, имя, отчество лица, предоставившего отзыв, почтовый адрес, телефон, адрес электронной почты, наименование организации и должность в этой организации. Отзыв в 2 экземплярах, заверенный печатью учреждения, просим направлять ученому секретарю совета Галине Дмитриевне Мальцевой по адресу: 664074, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 83, ИРНТУ, диссовет Д 212.073.01 (тел. 8914932049, e-mail: dis@istu.edu).

Автореферат разослан «01»ноября 2017 г.

Ученый секретарь диссертационного совета, кандидат геол.-минерал. наук



Мальцева Г.Д

## ВВЕДЕНИЕ

Настоящая работа является результатом комплексных минералого-геохимических исследований руд крупнейших месторождений золота (Наталка, Павлик, Дегдекан, Ветренское) юго-восточного фланга Яно-Колымского орогенного пояса.

**Актуальность работы.** В последние годы особое внимание уделяется крупнообъемным золоторудным месторождениям, пространственно и генетически связанным с углеродсодержащими осадочными и вулканогенно-осадочными толщами [Буряк, 2003; Дистлер и др., 2003; Гамянин и др., 2000; Марченко, 2010 и др.]. К таким золоторудным месторождениям относятся Мурунтау в Узбекистане, Сухой Лог в Восточной Сибири, Олимпиадинское на Енисейском кряже, Майское на Чукотке, Нежданнинское в Якутии и многие другие. По своим геолого-структурным и минералого-геохимическим особенностям эти месторождения относятся к орогенным [Goldfarb et al., 2014] или к золото-сульфидно-вкрапленным раннеорогенным [Горячев, 2006; Goryachev, Pirajno, 2014]. Рудные тела крупнообъемных месторождений, представлены залежами мощностью от десятков до сотен метров с большими запасами руды при сравнительно низких содержаниях Au (1.2-3.0 г/т), значительная часть которого имеет малые размеры и локализована в арсенопирите и пирите – главных минералах руд. Такими объектами в Магаданской области являются изученные автором Наталкинское, Ветренское, Дегдеканское месторождения. При формировании таких месторождений в процесс рудообразования вовлекаются большие объемы вмещающих углеродистых толщ, и происходит перераспределение благородных металлов и сопутствующих им элементов в пространстве с концентрированием их в рудах, что фиксируется первичными ореолами рассеяния. Однако вещественных свидетельств такого перераспределения немного, что затрудняет оценку вклада рудовмещающих толщ в формирование руд и вызывает дискуссии. В этой связи важным фактором является также и выявление минеральных форм благородных металлов в рудах, что помимо уточнения параметров минералообразования, определяет схемы их извлечения. Важно также и то, что в рудах данного типа, кроме Au, выявлены элементы платиновой группы [Дистлер и др., 1996; Дистлер и др., 2003; Ермолаев и др., 1995; Коробейников, 1999; Гончаров и др., 1995; Буряк и др., 2001; Моисеенко и др., 2004; Марченко, 2010], а в ряде месторождений и их минеральные формы [Ермолаев и др., 1995; Золоторудное месторождение Мурунтау, 1998; Дистлер и др., 1996]. Кроме того, в них установлено также присутствие редкоземельной минерализации, сопровождающей процесс их образования [Дистлер и др., 1996; Марченко, 2010; Юдовская и др., 2011; Ханчук и др., 2011; Репина, 2011]. Все изложенное определяет актуальность проведенного исследования для указанных черносланцевых месторождений рассматриваемого региона.

**Цели и задачи.** Основной целью исследований является оценка вклада рудовмещающих черносланцевых толщ в формирование орогенных руд через поиск минеральных и геохимических свидетельств перераспределения золота и сопутствующих ему элементов в пространстве в процессе формирования крупнообъемных месторождений.

Для достижения поставленной цели необходимо было решить следующие задачи: 1) изучить состав представительных проб руд и рудовмещающих толщ из типовых месторождений золота в черносланцевых толщах на микроуровне, с применением современных методов исследований; 2) сравнить полученные данные с неизменными вмещающими породами эталонного стратиграфического разреза за пределами рудных полей; 3) выявить минеральные формы благородных металлов в рудах, 4) оценить распределение редкоземельных элементов в рудах и установить их минеральные формы; 5) уточнить параметры рудообразования; 6) оценить роль вмещающих пород как возможных источников благородных металлов при формировании руд.

**Фактический материал, методы и методика исследований.** В основу работы положены материалы, полученные автором при полевых и лабораторных исследованиях в лаборатории петрологии, изотопной геохронологии и рудообразования СВКНИИ ДВО РАН в течение 2010 – 2016 гг в процессе выполнения НИР по программам РАН, государственного задания ФАНО «Благородные, редкие и рассеянные элементы в рудах орогенных поясов Северо-Востока Азии: геолого-геофизические и минералого-геохимические факторы локализации и генезиса оруденения» № гос. регистрации 01201350145, а также по грантам ДВО РАН, проекты №№ 09–П14–08–003; 12-II-УО-08-017 и № 15-I-2-73. Автором проведены наблюдения и собран материал в карьерах месторождений Наталка и Павлик, поверхностных разведочных выработках месторождения Дегдекан и подземных выработках месторождения Ветренское в течение полевого сезона 2011 года. Дополнительно, для изучения рудовмещающих толщ, а также сравнения руд разных месторождений исследованы коллекции Т.И. Михалицыной (стратиграфический разрез рудовмещающих толщ), Е.М. Никитенко (Наталка, Дегдекан), А.Е. Будяка (Сухой Лог, Чертово Корыто), Н.А. Горячева (Наталка, Дегдекан, Вернинское, Сухой Лог), А.П. Маньшина (Дегдекан), Т.П. Майоровой (Чудное). Для достижения поставленной цели и решения поставленных задач применен комплекс методов, включающий традиционные геологические наблюдения, минералого-петрографические и геохимические методы. Базовыми для данного исследования, явились методы электронно-микроскопического анализа на приборном комплексе «QEMSCAN» (сканирующий электронный микроскоп EVO-50 с четырьмя энергодисперсионными спектрометрами AXS XFlash фирмы Bruker и системой рентгеновского микроанализа Quantax, Esprite) и микронзондовый анализ (Camebax, INCA). Всего базовыми методами изучено 40 представительных проб руд и рудовмещающих толщ, после обогащения в бромформе, с предварительным изучением 65 шлифов и 120 аншлифов руд; в работе также применены результаты ICP-MS анализа 65 проб руд, (Аналитический центр ИТИГ ДВО РАН, Хабаровск) и несколько сотен данных атомно-абсорбционного, эмиссионного количественного спектрального, и рентгено-флуоресцентного анализа (лаборатории СВКНИИ ДВО РАН). Кроме этого, в работе использованы также результаты изотопного анализа серы 17 проб сульфидов коллекции автора, выполненного в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН.

**Научная новизна.** В рудах месторождений Наталка, Павлик и Ветренское помимо самородного Au, впервые выявлены другие формы нахождения благородных металлов -

самородное Ag, гессит, селениды Au и Ag. В рудах месторождения Дегдекан впервые установлены минералы платиновой группы: осмирид, иридомин, лаурит, ирарсен, повышающие ресурсный потенциал и ценность этого месторождения. Впервые для изученных месторождений показано, что в ходе процесса рудообразования происходило перераспределение рудных (Ni, Co, Mo, Se, Te) и редкоземельных элементов в рудах без существенного изменения их валовой концентрации, с образованием самостоятельных минералов. Показана существенная подвижность редкоземельных элементов в процессе формирования руд исследованных месторождений в условиях относительно низкой окисленности рудообразующего флюида. Установлено также, что часть рудных элементов (Au, As, Bi, Pb) в исходных рудовмещающих пермских черносланцевых толщах имеет собственные минеральные формы.

**Практическая значимость.** Выявленные минеральные формы благородных металлов могут быть учтены при корректировке процесса извлечения золота из руд на месторождении Наталка и использованы в технологии извлечения на месторождениях Павлик и Ветренское. Частично результаты автора по Наталкинскому месторождению вошли разделами в договорной отчет с АО «Рудник им. Матросова».

**Защищаемые положения.**

1. В золоторудных месторождениях юго-восточного фланга Яно-Колымского орогенного пояса, локализованных в черносланцевых толщах, благороднометалльное оруденение представлено разнообразным комплексом минералов: самородные Au и Ag; теллуриды и селениды Au и Ag; минералы платиновой группы, которые тесно ассоциируют с главными минералами руд – арсенопиритом, пиритом и минералами метасоматитов (хлорит, серицит).

2. Вклад вмещающих углеродисто-терригенных комплексов в генезис золотых руд состоит не только в обогащении золотом пермских горизонтов, но и в появлении в рудах собственных минеральных форм Ni, Co, Sb, Mo, Cr, Se, за счет перераспределения вещества вмещающих толщ, при фоновом содержании этих элементов, а также в изотопном составе S сульфидов руд, вариации которого коррелируют с известными изотопными соотношениями серы морских вод пермско-триас-юрского времени.

3. Спецификой руд золото-сульфидно-вкрапленного типа является широкое распространение в них, в ассоциации с золотоносными сульфидами и сульфоарсенидами, минералов редкоземельных элементов (монацит, ксенотим) гидротермального происхождения. Особенности морфологии и размерности минералов РЗЭ и их состава при невысоких концентрациях РЗЭ в рудах и исходных породах предполагают их высокую подвижность в процессе формирования руд в условиях относительно низкой окисленности рудообразующего флюида.

**Апробация работы и публикации.** Результаты работы опубликованы в 26 статьях и тезисах, в том числе в 3 статьях журналов списка ВАК. Основные положения работы были доложены автором на конференциях: II Международном горно-геологическом форуме, посвящённом 110-летию со дня рождения Ю.А. Билибина «Золото Северного обрамления Пацифика», Магадан, 3-5 сентября 2011; Региональной конференции, посвящённой памяти А.П.Васьковского и в честь его 100-летия «Геология, география,

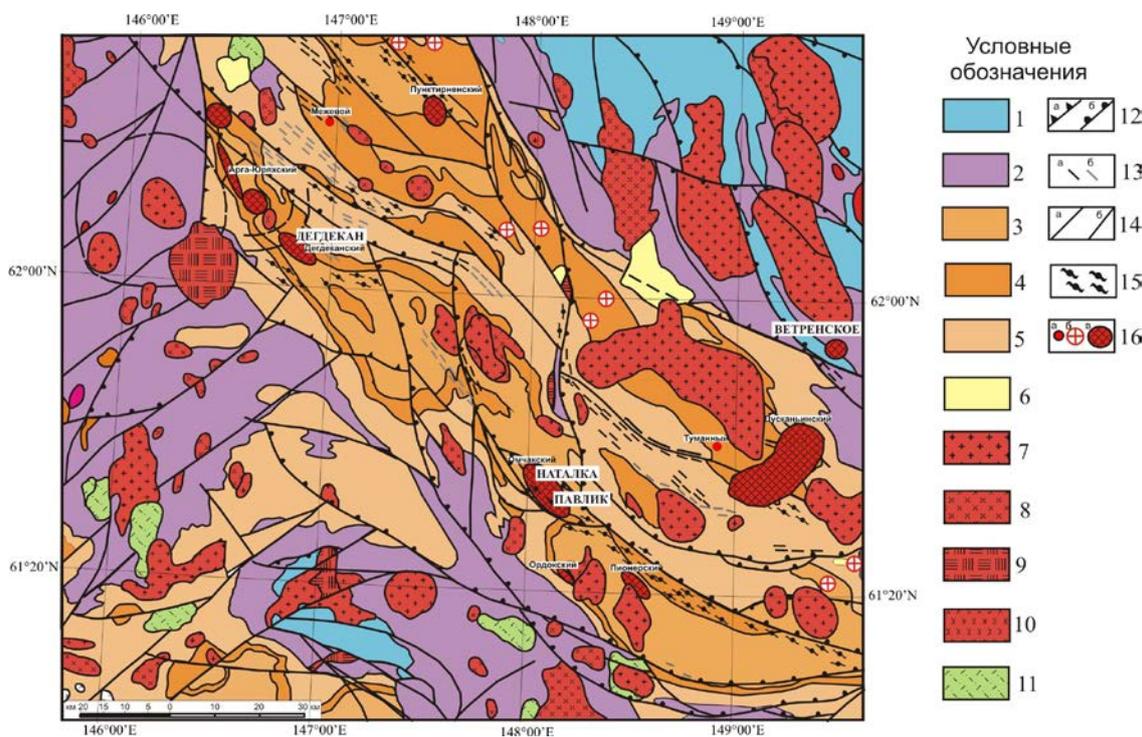
биологическое разнообразие и ресурсы Северо-Востока России» Магадан, 22-24 ноября 2011 г.; Всероссийской научно-практической конференции «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России» Якутск, 29-30 марта 2012 г.; VIII Российском семинаре по технологической минералогии «Технологическая минералогия в оптимизации процессов рудоподготовки и обогащения минерального сырья», Санкт-Петербург, 23-24 апреля 2013 г.; Всероссийской научной конференции с международным участием, посвящённой 120-летию со дня рождения члена-корреспондента АН СССР, профессора Феликса Николаевича Шахова «Благородные, редкие и радиоактивные элементы в рудообразующих системах», Новосибирск, 28–30 октября 2014 г.; VIII Всероссийской конференции по рентгеноспектральному анализу, Иркутск, 22-26 сентября 2014 г.; V Чтениях памяти академика К.В.Симакова: Всероссийская научная конференция, Магадан, 24-25 ноября 2015 г.; The 3<sup>rd</sup> International Conference X-Ray Analysis, National University of Mongolia, Ulaanbaatar, Mongolia, 20-24 August, 2012; III Всероссийской конференции, посвящённой памяти А.П.Васьковского и в честь его 105-летия «Геология, география, биологическое разнообразие и ресурсы Северо-Востока России», Магадан, 12–14 октября 2016 г.; II Гео-аналитической конференции «Опробование рудных месторождений: проблемы, пути решения» Москва, 15-17 ноября 2016 г.

**Благодарности.** Автор выражает искреннюю признательность научному руководителю член-корр. РАН, профессору Н.А. Горячеву за помощь при обсуждении материалов, поддержку при проведении исследований в соответствии с поставленными задачами, критические замечания и советы в процессе написания диссертации. Неоценимую помощь оказала к.г.-м.н. Т.И. Михалицына (СВКНИИ ДВО РАН) при совместном изучении редкоземельной минерализации рассматриваемых в работе месторождений. Также автор благодарен главному специалисту лаборатории «Петрологии, изотопной геохронологии и рудообразования» СВКНИИ ДВО РАН Е.М. Горячевой за методическую помощь и выполнение аналитических работ, необходимых для данной работы. Автор благодарит А.П. Маньшина, к.т.н. Е.М. Никитенко (АО «Рудник им. Матросова»), сотрудников геологической службы ОАО "ЗРК "Павлик", к.г.-м.н. А.Е. Будяка и к.г.-м.н. Ю.И. Тарасову (Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск), к.г.-м.н. Т.П. Майорову (Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар) за предоставление дополнительной информации и образцов по месторождениям для сравнения, а также за плодотворную работу в совместных публикациях.

**Содержание работы.** Работа состоит из Введения, шести глав (1. Золоторудные месторождения в черносланцевых толщах; 2. Методика исследований; 3. Характеристика изученных месторождений; 4. Литолого-геохимическая характеристика вмещающих пород и руд; 5. Минеральные формы нахождения рудогенных элементов в рудах и черносланцевых толщах; 6. Происхождение благороднометалльной минерализации в черносланцевых толщах) и Заключения, общим объемом 191 страница; содержит 12 таблиц, 73 иллюстрации и список литературы, включающий 240 источников.

*Изложение результатов в автореферате дается по защищаемым положениям.*

**Объекты исследования.** Территория Яно-Колымского орогенного пояса является одной из крупнейших в России золотодобывающих провинций. В пределах этой структуры известно шесть генетических типов золотого оруденения: орогенные золото-сульфидно-вкрапленный и золото-кварцевый жильный в углеродистых терригенных толщах, золото-кварцевый жильный в дайках и малых штоках гранитоидов, золото-висмутовый генетически связанный с гранитоидами, золото-сурьмяный, золото-серебро-кварцевый [Горячев, 1998, 2003, 2006]. Наибольшее промышленное значение среди месторождений, локализованных в углеродистых «черносланцевых» толщах, имеют золото-сульфидно-вкрапленные месторождения «наталкинского», «ветренского» и «дегдеканского» типов [Буряк и др., 2001], главные из которых (Наталкинское, Павлик, Ветренское и Дегдекан) и послужили объектами нашего исследования (рис. 1).

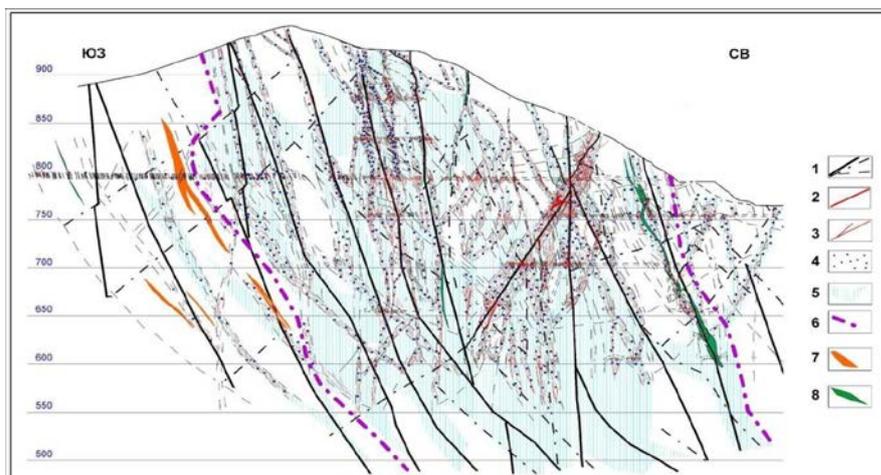


**Рис. 1.** Геологическая карта Аян-Юряхского антиклинория (фрагмент). Масштаб 1 : 1000 000 (Е.П. Сурмилова, В.Г. Корольков, 1999) с позицией главных месторождений золота. Условные обозначения: 1 – J<sub>1-2</sub> – нерасчленённые отложения – глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, брекчии; 2 – T<sub>1</sub>, нерасчлененные отложения – аргиллиты, алевролиты, песчаники, линзы известняков; 3 – P<sub>1-2</sub> рп – пионерская свита – аргиллиты, алевролиты, песчаники; 4 – P<sub>3</sub> at (атканская свита), om<sub>1</sub> (омчакская свита) – диамиктиты, алевролиты, аргиллиты, песчаники, конгломераты; 5 – P<sub>3</sub> om<sub>2-3</sub> (омчакская свита), st (старательская свита) – алевролиты, аргиллиты, песчаники; 6 - N; 7 – K<sub>1-2</sub>граниты, гранит-порфиры, лейкограниты; 8 –K<sub>1-2</sub> гранодиориты, гранодиорит-порфиры; 9 – K<sub>2</sub> субвулканические риолиты, риодациты; 10 – K<sub>1-2</sub> диориты; 11 - K<sub>1-2</sub> вулканические породы; 12- а) взбросы; б) надвиги; 13 – дайки, а) λJЗ , б) qμJз; 14 – разломы, а) предполагаемые, б) достоверные; 15 – регионально-метаморфизованные породы зеленосланцевой фации; 16 – а) отдельные рудопроявления, б) рудные узлы с пунктами минерализации и россыпями; в) рудные узлы с месторождениями и рудопроявлениями.

*Наталкинское месторождение* (запасы 612 т, добыто 90 т) является основным объектом Омчакского рудного узла, на территории которого располагается аналогичное месторождение Павлик. Рудный узел находится на юго-западном крыле Аян-Юряхского антиклинория в зоне крупного Тенькинского разлома, рассекающего осадочные породы

пермского возраста [Горячев и др., 2008]. Вмещающие породы Наталкинского рудного поля представлены пермскими терригенными отложениями пионерской (алевролиты), атканской (диамиктиты) и омчакской (песчаники, алевролиты, гравелиты) свит [Гончаров и др., 2002]. Наиболее благоприятны для локализации промышленных руд вулканогенно-осадочные отложения атканской свиты (туфогенные сланцы, галечные аргиллиты и алевролиты) [Бяков, Ведерников, 1990] с содержанием  $C_{орг.}$  до 2,44% [Калинин и др., 1992]. Магматические образования представлены дайками и силлами спессартитов и риолитов позднеюрского-раннемелового возраста, параллельных рудным зонам [Гончаров и др., 2002].

По современным представлениям [Григоров и др., 2006], месторождение представляет собой единую крупную крутопадающую залежь протяженностью около 4 км при ширине до 1 км (рис. 2), приуроченную к крупным разломам взбросо-сдвиговой кинематики и сопровождаемую сульфидизацией вмещающих пород [Гончаров и др., 2002; Голуб и др., 2008]. Структурным каркасом рудной залежи являются серии даек и зоны золотоносных кварцевых прожилков и жил в средне-позднепермских терригенных отложениях, сопровождающиеся ореолами метасоматически измененных (окварцеванных, березитизированных) пород с вкрапленностью пирита и арсенопирита, выполняющими обширные межжилльные пространства с невысоким 0,8-1,0 г/т содержанием золота [Буряк и др., 2001, Гаштольд, 2005].



**Рис. 2. Морфология и внутреннее строение Рудной залежи (разрез +23) (Григоров, 2006) [Путеводитель..., 2011].** Условные обозначения: 1 – тектонические нарушения; 2 – жилы; 3 – прожилкование; 4 – метасоматическое окварцевание; 5 – рудолокализирующие структуры; 6 – границы рудной залежи; 7 – дайки кварцево-альбитовых прожилков; 8 – дайки спессартитов.

Локальная структура месторождения была сформирована в два этапа: (1) раннеорогенного поднятия и формирования надвигов и взбросов в условиях сжатия и вкрапленного оруденения (метаморфогенный этап), и (2) позднеорогенного растяжения с формированием сбросов и сдвигов и жильного каркаса [Голуб и др., 2008; Горячев и др., 2008]. Рудоносный флюид, по данным изучения флюидных включений в кварце [Горячев и др., 2008], представлен тремя составами: (1)  $H_2O-CO_2-NaCl-MgCl_2$  с соленостью 1,0–4,9 мас. % - экв. NaCl, (2)  $CO_2-CH_4$ , и (3)  $H_2O-NaCl-MgCl_2$  с более высокой соленостью 7,0–5,6 мас. % - экв. NaCl. Составы (1) и (2) присутствуют в минералообразующей системе при 250–350°C и 1,1–2,4 кбар как продукты фазовой сепарации в условиях понижения  $P$  и  $T$ . Взаимодействие этого флюида с вмещающими породами сформировало ареалы метасоматически преобразованных березитизированных пород с сульфидной вкрапленностью. Флюид третьего состава возник при кипении  $H_2O-CO_2-CH_4-NaCl-$

MgCl<sub>2</sub> жидкости и сформировал поздние минеральные ассоциации. Повышенные концентрации метана являются следствием взаимодействия флюида с углеродсодержащими вмещающими породами. Согласно данным по составу стабильных изотопов флюидов ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = +6.3 - +8.8\%$  при 350°C и  $+3.6 - +5.9\%$  при 280°C, соответственно) они были отделены от преимущественно магматического источника [Горячев и др., 2008]. Возраст оруденения по данным Ar-Ar датирования 136 млн лет [Ньюберри и др., 2000] является позднеорогенным, после внедрения коллизионных гранитов Яно-Колымского пояса (Goldfarb et al., 2014; Goryachev, Pirajno, 2014). Пробы и образцы (22 шт.) для исследований взяты из центральной части месторождения, в контуре опытно-промышленного карьера (профили 10-20). Также для поиска минеральных фаз платиноидов отобрано 28 проб с «рудного двора».

*Месторождение Павлик* (запасы 150 т, добыто 10 т) во многом похоже на месторождение Наталка и располагается в 12 км к юго-востоку от него в зоне Тенькинского разлома в своде одноименной антиклинали, сложенной дислоцированными терригенными и туфогенно-терригенными отложениями атканской и омчакской свит верхней перми [Лобач и др., 2011 (Путеводитель..., 2011); Гончаров и др., 2002]. Интрузивные образования представлены двумя небольшими штоками – Вилкинским (диориты) и Ванинским (кварцевые диориты, гранодиориты, кварцевые порфиры и риолитовые брекчии). Отмечается также незначительное количество даек спессартитов и порфиритов, редко риолитов и гранит-порфиоров, имеющих северо-западное простирание и мощность от 0,5 до 1,5 м [Гончаров и др., 2002]. В пределах месторождения известно около 30 рудных зон длиной от десятков метров до 2 км. Средняя их мощность варьирует от 1,5 до 7,0 м, среднее содержание Au 3,4-6,6 г/т. Рудные зоны представлены сочетаниями жил, прожилков, зон метасоматического и брекчиевого окварцевания [Гончаров и др., 2002]. Контуры рудных тел определяются по данным опробования, доля жильного кварца в них не превышает 5-10%. В рудном теле на фоне руд с содержанием Au менее 1 г/т, выделяются интервалы (1 – 5 м) со средними содержаниями от 3 до 30 г/т, оруденение прослежено на глубину 300-400 м. Рудные минералы (0,5-2%) представлены пиритом и арсенопиритом, реже встречаются сфалерит, халькопирит, галенит, пирротин и рутил. Пробы отобраны из центральной части месторождения (22 пробы из верхних горизонтов и 27 проб из нижних).

*Месторождение Ветренское* (запасы 30 т, добыто 21 т) является представителем типа минерализованных зон дробления и смятия в зонах крупных разломов. Оно отличается наличием высокоуглеродистых метасоматитов с тонкой вкрапленностью золотоносных арсенопирита и пирита [Калинин и др., 1992; Буряк и др., 2001; Иванов, 2011 (Путеводитель..., 2011)] и располагается в зоне Чай-Юрьинского регионального разлома, являющейся границей между Аян-Юряхским антиклинорием и Иньяли-Дебинским синклинорием (см. рис. 1). Вмещающие оруденение породы представлены терригенными отложениями поздне триасово-раннеюрского возраста - глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, те и другие частью вулканомиктовые и туфогенные. По периферии обнажены крупные и средней величины гранитоидные массивы (Большой Анначаг, Право-Обинский, Корабль и др.). Главной рудолокализирующей структурой

является Центральная зона смятия, представляющая собой блок сложно дислоцированных триасовых пород, насыщенных кварцевыми жилами и прожилками с золото-арсенопиритовой минерализацией [Калинин и др., 1992; Буряк и др., 2001]. Возраст оруденения по данным Ar-Ag датирования 125 млн. лет [Ньюберри и др., 2000]. Образцы и пробы взяты из рудного карьера (18 шт.), в штольне № 2 (11 шт.) и с «рудного двора» фабрики (27 шт).

*Месторождение Дегдекан* (запасы около 200 т) располагается в северо-западной части Аян-Юряхского антиклинория и приурочено к ядру Тенькинской антиклинали, сложенной терригенными морскими глубоководными отложениями пионерской свиты ранне-среднепермского возраста, относящимися к углеродистой алевро-песчано-глинистой турбидитной формации континентального склона [Михайлов и др., 2010] (см. рис. 1). В пределах рудного поля развиты позднеюрские дайки диоритовых порфиритов, меловые дайки фельзитов и риодацитов, залегающие на флангах крупнообъемной залежи [Ворошин, 1988; Михайлов и др., 2010]. Оруденение контролируется висячим боком крупного надвига [Маньшин, Горячев, 2009] (рис. 3). Оно представлено обширным ареалом золотоносной вкрапленности пирита с пирит-арсенопиритовым оруденением в ядре, в благоприятных литологических горизонтах [Буряк и др., 2001]. Вмещающие пермские терригенные толщи содержат повышенные концентрации углерода. Исследованные пробы взяты из траншей и из штольни 1, пройденной для отбора технологической пробы (гор. - 50 м).

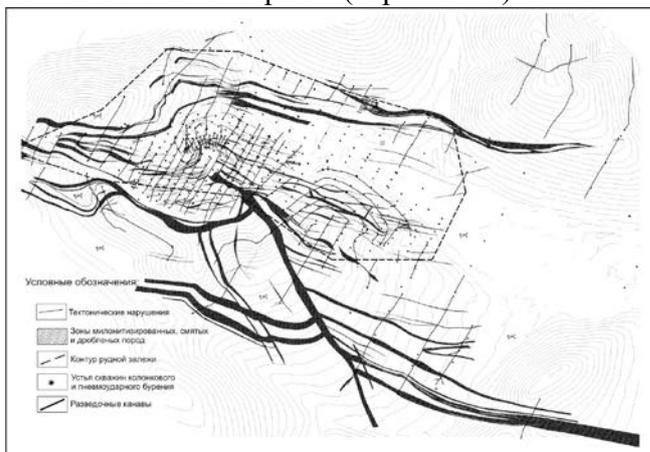


Рис. 3. Геологический план поверхности участка «Верный» [Маньшин, Горячев, 2009].

Общим для всех изученных месторождений является локализация промышленного оруденения в той или иной степени преобразованных метаморфическими и метасоматическими процессами углеродистых терригенных комплексах двух региональных золотоносных стратиграфических уровней – средне-позднепермском и поздне триасовым-раннеюрским [Буряк и др., 2001]. Эти уровни традиционно принято считать «черносланцевыми», хотя уровень концентрации  $C_{орг}$  в них редко достигает 2-3% [Чанышев, Степанов, 1987]. По классификации Я.Э. Юдовича «черносланцевые» образования представляют собой мощные толщи осадочных пород, обогащённые углеродистым веществом ( $C_{орг} > 1\%$ ) и содержащие повышенный кларк Au, S, As, P, Se и других элементов, накопленных в процессе седиментации. Соответственно, рудовмещающие отложения верхоянского комплекса можно отнести к низкоуглеродистым «черносланцевым» толщам, так как содержание  $C_{орг}$  в них составляет,

в среднем, 0,94 % (колебания от 0,35 до 2-3%) [Ведерников, 2009; Чанышев, Степанов, 1987] и установлена их первичная обогащённость металлами (Au, Cr, Ni, Pt и Pd) [Михалицына, 2011, 2014]. На месторождении *Ветренское* также отмечена повышенная углеродистость (среднее содержание  $C_{орг}$  - 2,26 % против 0,94 % в породах рудного поля в целом).

**Обоснование первого защищаемого положения.** Уровень содержания благородных и сопутствующих элементов в рудах изученных месторождений представлен в таблице 1. Следует отметить, что средние содержания Au по данным подсчета запасов составляют для месторождения Наталка – 1.7 г/т, Дегдекан – 1.2 г/т, Павлик – 2.8 г/т, Ветренское – 10-11 г/т [Путеводитель..., 2011].

Основная масса минералов тяжёлой фракции руд изученных месторождений представлена арсенопиритом и пиритом. *Пирит* преобладает на месторождении Павлик, на остальных месторождениях доминирует арсенопирит. Пириты кубической и пентагон-додекаэдрической формы характерны для месторождений Наталка, Павлик и Дегдекан, а для месторождения Ветренское характерны, в основном, изометричные зёрна неправильной формы. Размер зёрен пирита колеблется от 10 до 60 мкм. В составе пирита иногда присутствует примесь As до 2-3%, редко достигая 6,0 %. Для *арсенопирита* характерны призматические, уплощенно-ромбические кристаллы и их обломки (месторождение Наталка и Павлик), а также зернистые агрегатные сростания (преобладают на месторождении Ветренское). Размер выделений арсенопирита составляет от 10 до 80 мкм по длинной оси. На месторождении Ветренское иногда встречаются арсенопириты с примесью Co до 5%.

Главным промышленным компонентом руд изучаемых месторождений является *самородное золото*. Нами, при исследовании проб указанных месторождений, помимо обычного крупного самородного Au установлено широкое распространение его ультрамикроскопических зёрен, образующих микровключения в виде капель, плёнок и прожилков в арсенопирите и мышьяковистом пирите, иногда в сростаниях с галенитом, шеелитом и кобальтином (рис. 4а). Микровключения золота изометричных очертаний часто встречаются в виде тонких вкраплений размером от 0,6 до 6 мкм в арсенопирите и пирите. Плёночное золото обрастает зёрна сульфидов и заполняет в них трещинки. На месторождении Ветренское иногда встречаются вкрапления золота размером до 6 мкм на зёрнах кобальтсодержащего (Co – до 5 %) арсенопирита (рис. 4б). Крупные зёрна золота чаще всего имеют неправильную форму и комковатый вид. Изредка встречаются кристаллы (30-60 мкм) с видимыми гранями октаэдра. На Ветренском месторождении преобладают округлые комковидные выделения золота с неровной дырчато-ямчатой поверхностью, а на Наталкинском - комковатые частицы с гладкой поверхностью.

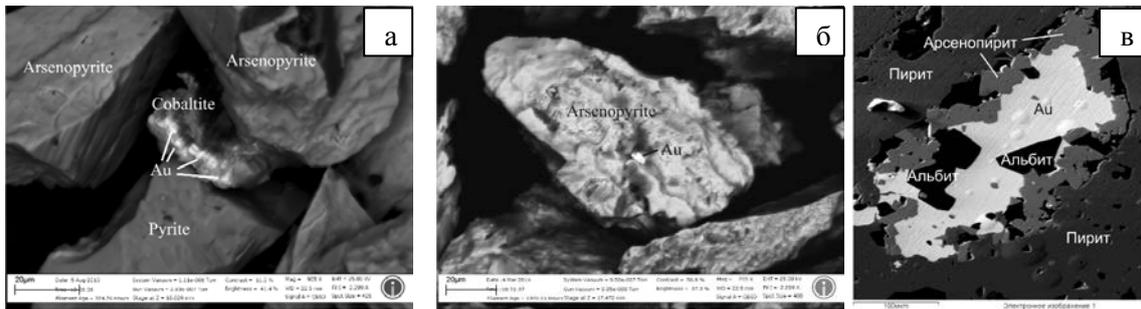
Иногда самородное золото в обрамлении кристаллов альбита и арсенопирита образует микровключения в пирите (рис. 4в). Это, на наш взгляд свидетельствует о переносе и отложении золота в сложных сульфид-арсенид-силикатных системах, на что ранее указывалось в литературе [Некрасов, 1991].

Таблица 1.

Среднее содержание элементов в верхнепермских породах руч. Тихоня и в рудах  
изучаемых месторождений (г/т)

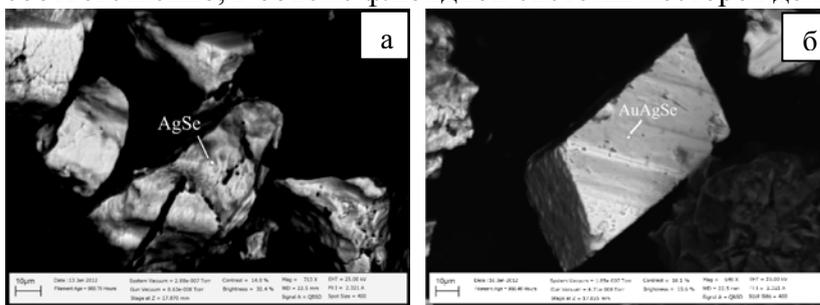
	Атканская свита*	Омчакская свита*	Месторождение Наталка	Месторождение Павлик	Месторождение Ветренское
<i>Среднее содержание элементов (эмиссионный количественный спектральный анализ)</i>					
<i>n</i>	12	31	24	22	19
Co	15,01	12,55	13,78	12,52	27,69
Ni	23,71	26,73	6,03	8,26	32,75
Cu	21,93	21,36	10,15	16,60	21,14
Zn	96,53	91,08	70,77	72,97	107,17
As	н.о.	н.о.	4853,34	5536,33	3618,01
Mo	1,20	1,43	1,47	0,99	1,43
Sn	3,50	4,16	0,74	1,84	4,18
Sb	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	4,35
W	н.о.	н.о.	6,88	2,12	1,88
Pb	13,60	21,51	13,89	15,70	21,59
Bi	1,74	2,14	н.о.	1,21	1,37
Cr	45,43	45,16	33,39	28,99	56,89
<i>Среднее содержание элементов (метод ICP-MS)</i>					
Se	-	-	0,50	0,33	0,21
Te	-	-	0,73	<0,001	1,49
<i>Среднее содержание благородных металлов (метод ICP-MS)</i>					
<i>n</i>	7	15	24	22	19
Ag	0,31*	0,46*	1,430	0,990	1,990
Au	0,029	0,007	4,344	0,717	3,657
Pt	0,013	0,002	0,009	0,014	0,016
Pd	0,026	0,073	0,006	0,007	0,005
Ir	1,2×10 <sup>-4</sup>	1,0×10 <sup>-5</sup>	2,6×10 <sup>-4</sup>	3,6×10 <sup>-4</sup>	2,0×10 <sup>-4</sup>
Ru	2,3×10 <sup>-4</sup>	5,0×10 <sup>-5</sup>	7,3×10 <sup>-4</sup>	3,2×10 <sup>-4</sup>	3,1×10 <sup>-4</sup>
Rh	0,005	0,002	6,0*10 <sup>-5</sup>	1,0*10 <sup>-4</sup>	1,6*10 <sup>-4</sup>
<i>Среднее содержание PЗЭ (метод ICP-MS)</i>					
<i>n</i>	6	16	24	22	19
La	10,3	30,4	11,4	28,0	24,7
Ce	24,4	64,1	24,6	58,2	52,4
Pr	3,2	7,9	3,0	6,7	6,2
Nd	14,1	31,0	12,9	24,8	24,2
Sm	3,1	6,1	2,8	4,4	5,0
Eu	0,8	1,2	0,7	0,9	1,1
Gd	2,8	5,9	2,5	4,3	5,5
Tb	0,4	0,8	0,3	0,5	0,7
Dy	1,8	0,4	1,3	2,1	3,2
Ho	0,3	0,8	0,2	0,4	0,6
Er	1,1	2,4	0,7	1,2	1,6
Tm	0,2	0,3	0,1	0,2	0,2
Yb	1,1	2,1	0,8	1,2	1,4
Lu	0,2	0,3	0,1	0,2	0,2
<b>Σ PЗЭ</b>	<b>63,7</b>	<b>157,3</b>	<b>61,4</b>	<b>133,3</b>	<b>131,4</b>
<b>La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub></b>	<b>6,8</b>	<b>9,0</b>	<b>10,7</b>	<b>17,2</b>	<b>11,7</b>
<b>Eu/Eu*</b>	<b>0,80</b>	<b>0,67</b>	<b>0,82</b>	<b>0,62</b>	<b>0,67</b>
<b>Ce/Ce*</b>	<b>1,08</b>	<b>1,06</b>	<b>1,04</b>	<b>1,06</b>	<b>1,04</b>

*Примечание:* \* - данные по атканской и омчакской свите по Т.И. Михалицыной (2011); n – число проб; н.о. - элемент не обнаружен; прочерк – элемент не определялся. Определение элементов методом ЭКСА выполнено в СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан; методом ICP MS – в г. Хабаровск, ЦКП ИТиГ, аналитики Штарева А.В., Боковенко Л.С. и Золотухина Г.Ф. Eu/Eu\*=[EuN×(SmN×GdN)1/2] (Тейлор, Мак-Леннан, 1988); Ce/Ce\*=[CeN/((2LaN+SmN)/3)] (Evensen et al., 1978), где N – нормирование по хондриту.



**Рис. 4.** Микровключения плёночного золота на зерне кобальтина из месторождения Наталка (а); микровключения золота на кобальтистом арсенипирите месторождения Ветренское (б); самородное золото в сростании с кристаллами альбита в оторочке арсенипирита, находящееся в крупном агрегате пирита (в). Электронно-микроскопическое изображение в режиме обратно-рассеянных электронов.

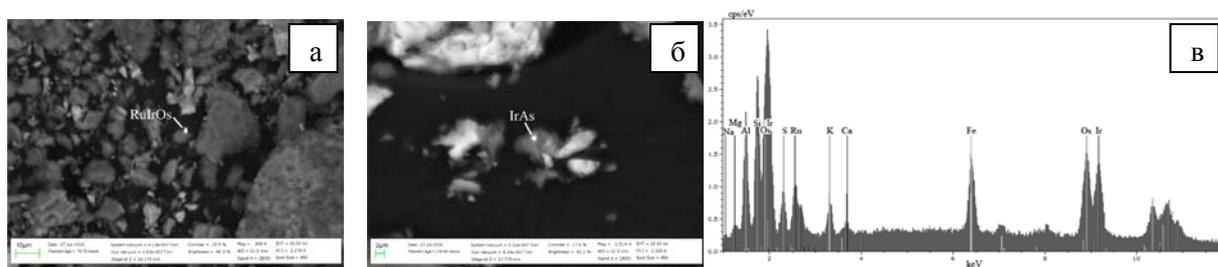
Нашими исследованиями, также были выявлены микровключения самородного Ag округлой формы размером от 1,1 до 5 мкм в рудах месторождений Наталка, Павлик и Дегдекан, причем в рудах Наталкинского месторождения кроме этого был обнаружен гессит ( $Ag_2Te$ ) в виде овальных и изометричных зёрен от 2 до 59 мкм [Sotskaya et. al. 2012]. Тесная связь Au и Ag в процессе формирования руд проявилась в спорадическом появлении в их составе микровывделений (0,6 до 2,5 мкм) селенидов Au и Ag – науманита и фишессерита (?) на гранях кристаллов арсенипирита (рис. 5а, б), впервые установленных нами в рудах месторождений Павлик и Ветренское [Соцкая, Горячев, 2012]. Исходя из термобарометрических наблюдений [Горячев и др., 2008; Гончаров и др., 2002] процесс рудообразования на месторождениях Наталка и Павлик происходил при 220-350°C, что в соответствии с данными И.Я. Некрасова [1991], обеспечивает преимущественное формирование селенидов Ag и Au, вследствие более сильного сродства Ag к Se, чем к S при таких P-T параметрах флюида. Фактором, ограничивающим распространение селенидов, является низкая концентрация Se во вмещающих углеродистых толщах и, соответственно, в объеме флюидной системы месторождений.



**Рис. 5.** Включения селенидов Au и Ag в арсенипирите – науманит (а), фишессерит (б) (месторождение Павлик). Электронно-микроскопическое изображение в режиме обратно-рассеянных электронов.

Кроме того, на месторождении Дегдекан нами впервые были установлены минеральные фазы платиноидов: самородный осмий, рутениридосмин, осмирид, рутеносмирид, лаурит, иридарсен, арсенид Ru, Os и Ir (рис. 6а, б, в). Размеры минералов колеблются от 0,5 до 3 мкм. Они образуют мелкие изолированные включения в матрице вмещающих измененных алевролитов и глинистых сланцев, состоящей из варьирующих по соотношениям минералов: халькопирит + пирит + серицит + альбит + хлорит + кальцит + анкерит + апатит + ильменит + гидроокислы железа, иногда встречается хромит. Очень редко отмечаются их сростания с матрицей метасоматитов похожие на просечки или пленочные формы, редко встречаются изометричные индивидуальные частицы [Горячев и др., 2011, 2012]. К тому же, при исследовании Au-Ag королька пробирного

концентрирования сульфидной фракции руд месторождения Дегдекан, нами было обнаружено несколько оптически неразличимых фаз, содержащих до 25 масс % Rh [Михалицына и др., 2015].



**Рис. 6. Включения платиноидов в минералах тяжёлой фракции руд месторождения Дегдекан – рутениридосмин (а), иридарсен (б), энергодисперсионный спектр сростка рутениридосмина с метасоматитами (в).** Электронно-микроскопические изображения в режиме обратно-рассеянных электронов.

Правильность выбранной нами методики была проверена при изучении золотых руд месторождения Чудное (Полярный Урал), где известна разнообразная платиноидная минерализация [Кузнецов и др., 2005; Тарбаев и др., 1996]. В образце фукситового метасоматита автором были обнаружены микровключения (от 0,5 до 8 мкм) минералов благородных металлов, представленные самородным Au, антимонидами и арсенидами Pd, селенидами Ag и Pd, образующих вросстки в фукситовую матрицу [Соцкая и др., 2014].

Факт обнаружения минералов Ru, Ir и Os, типичных для ультрамафитовых комплексов неизвестных в пределах региона, весьма необычен. Наши находки указывают на локализацию минералов этих элементов в хлорит-серицитовых метасоматитах в ассоциации с никель-содержащим пиритом, при постоянном присутствии редкоземельных минералов [Горячев и др., 2012]. Несмотря на то, что минералы Pt и Pd в рудах Наталки не обнаружены, отметим факт присутствия в корольке из руд этого месторождения 1% Pt [Ворошин и др., 1995]. Это, в совокупности с наличием в составе рудовмещающих толщ аксессуарных минералов - хромита, интерметаллидов Fe-Ni-Cr состава, никелина, герсдорфита и самородного никеля [Ханчук и др., 2011; Савва, Парфенов, 2001], позволяет предполагать источник платиноидов во вмещающих и подстилающих пермских породах Аян-Юрхского антиклинория. Их концентрирование, совместно с золотом, происходило при перераспределении элементов в процессе формирования рудных тел. Проведенное ранее сопоставление геологической ситуации формирования рудовмещающих толщ изученных месторождений с объектами современной гидротермальной активности пассивных окраин континента [Астахов и др., 2010], предполагает возможный источник ЭПГ в пермских осадочных толщах в сейсмоактивных троговых зонах дна пермского моря, подобные современным, установленным в донных отложениях Чукотского моря [Астахов и др., 2010]. В этой связи, обращает на себя внимание факт, обогащенности Ni, Cr и Co отдельных частей пермского разреза руч. Тихоня [Михалицына, 2011; Горячев и др., 2012], что может свидетельствовать о металлогенической роли таких сейсмоактивных зон и видеть в них каналы поступления флюидов с ЭПГ, Ni, Cr, Au в придонные слои пермского моря, обуславливая этим формирование горизонтов осадков первичного обогащения благородными металлами.

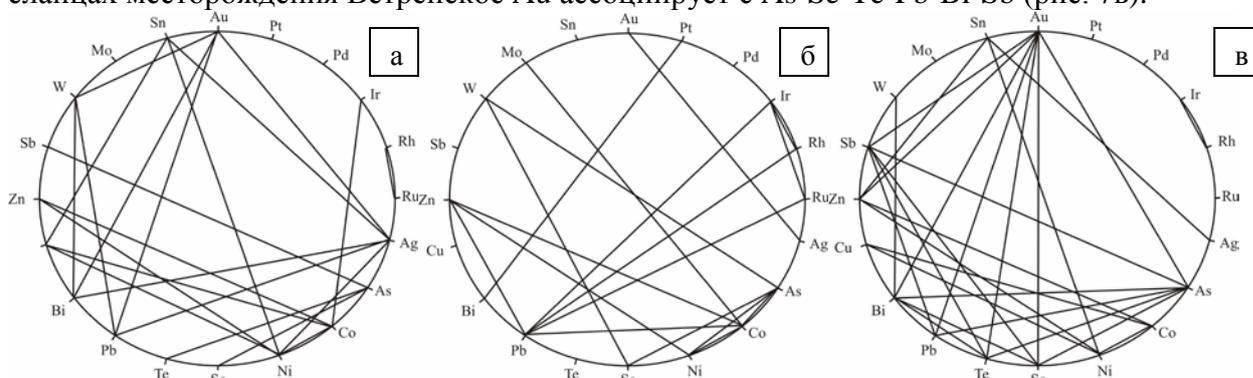
В ходе процесса рудообразования, происходит разрушение и вынос железа породообразующих минералов с образованием золоторудных пирита и арсенопирита в ходе реакций с привносимыми растворами S, As и Au [Захаревич и др., 1987]. Метасоматическая переработка пород сопровождается выносом Au и в итоге происходит повышение его концентрации в растворе [Летников, Вилор, 1981]. Отложение золота осуществлялось, очевидно, из гидротермальных рудообразующих растворов на сульфидах (на восстановительном барьере) с образованием микрочастиц свободного золота. Обнаруженная нами на месторождении Павлик зональная золото-альбит-арсенопиритовая ассоциация (см. рис. 2), закапсулированная в пирите, может свидетельствовать о переносе и отложении золота в сложных сульфид-арсенид-Na-силикатных системах, формирующихся в результате гидротермально-метасоматической проработки исходных пород. Т.И. Михалицыной было показано, что вынос золота из осадочных толщ и поступление его в рудообразующие растворы происходил уже в результате дислокационного метаморфизма в зонах крупных разломов с образованием новых минеральных парагенезисов [Михалицына, 2011]. Приуроченность всех изученных нами месторождений к зонам крупных разломов позволяет предполагать важную роль дислокационного метаморфизма в концентрировании благородных металлов в разнообразных минеральных формах в виде микровключений преимущественно в сульфидные фазы, реже в ассоциации с минералами метасоматитов. В результате этого, вероятнее всего, и были образованы новые селенидные и теллуридные формы Au и Ag, выявленные нами в рудах изучаемых месторождений. Из выше изложенного следует первое защищаемое положение:

*В золоторудных месторождениях юго-восточного фланга Яно-Кольмского орогенного пояса, локализованных в черносланцевых толщах, благороднометалльное оруденение представлено разнообразным комплексом минералов: самородные Au и Ag; теллуриды и селениды Au и Ag; минералы платиновой группы, которые тесно ассоциируют с главными минералами руд – арсенопиритом, пиритом и минералами метасоматитов (хлорит, серицит).*

**Обоснование второго защищаемого положения.** Как указано выше, рудовмещающими породами на месторождениях Наталка и Павлик являются осадочные и вулканогенно-осадочные отложения пермского возраста, а месторождение Ветренское локализовано в терригенных породах позднего триаса - ранней юры геттангского яруса. Практически во всех изученных пробах золотых руд, содержания рудообразующих элементов (Pb, Bi, Sb, Mo, Cu, Zn, Co, Te и Se) ниже кларкового или близки [Юдович и Кетрис, 1994] (табл. 1) и несколько понижены относительно неизменных пород перми. Исключение составляют единичные пробы на месторождениях Наталка (Te 8,71 г/т) и Ветренское (Te 2,20-14,75 г/т). Вместе с тем, следует отметить явно аномальные концентрации As, W, Au и Ag в рудах всех месторождений, что нашло отражение в широком распространении арсенопирита, шеелита и самородного золота в них. При этом в отдельных рудных зонах Ветренского и Наталки шеелит является промышленно значимым минералом.

Для определения геохимических ассоциаций в рудах исследуемых месторождений были рассчитаны корреляционные зависимости для 99%-го уровня значимости

[Смагунова, Карпукова, 2012] (рис. 7). Так, во вмещающих породах Наталкинского месторождения Au находится в тесной связи с Ag и элементами-индикаторами оруденения Pb-Bi-W (рис. 7а). В породах Дегдеканского [Михалицына, Соцкая, 2014] и Павликовского (см. рис. 7б) месторождений Au ассоциирует с Ag, а в углисто-глинистых сланцах месторождения Ветренское Au ассоциирует с As-Se-Te-Pb-Bi-Sb (рис. 7в).



**Рис. 7. Геохимические ассоциации рудогенных элементов в породах месторождений Наталка (24 пробы,  $r = 0,496$ ) (а), Павлик (22 пробы,  $r = 0,515$ ) (б) и Ветренское (19 проб,  $r = 0,549$ ) (в).**

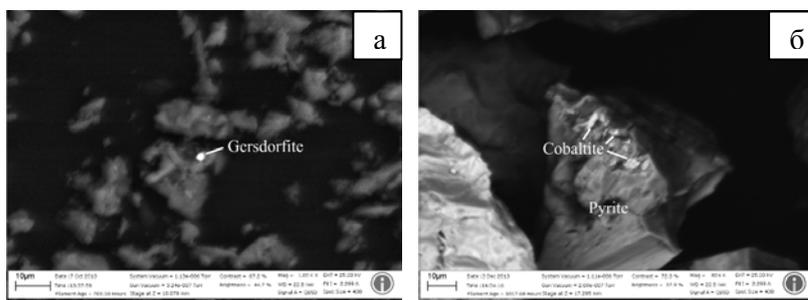
Ранее на месторождении Ветренское была установлена положительная корреляционная зависимость между содержаниями Au и Bi и в меньшей степени - Au и Pb [Новожилов, Шер, 1974]. Эти ассоциации, по всей видимости, отражают вклад гранитогенного магматического флюида. В рудах месторождений Наталка и Ветренское Ni и Co тесно ассоциируют с Cu и Zn (см. рис. 7а, 7в), а в месторождении Павлик, для Ni и Co отмечается тесная связь с As и Zn, для Co, еще присутствует связь с Pb и Mo (см. рис. 7б), что отражает вероятнее всего вклад осадочных комплексов. В породах Наталкинского месторождения существует ассоциация Ir-Co и Rh-Ru, на месторождении Павлик - Pt-Bi, Ir-Rh-Ru-Pb, а для Ветренского характерна ассоциация Ir-Rh (см. рис. 7а, б, в). В тоже время, такие тесные корреляционные связи большинства рудных элементов в рудах друг с другом свидетельствуют об их единообразном поведении в процессе рудообразования.

Сравнение полученных данных с содержаниями рудных компонентов в неизменных осадках стратотипического разреза верхней перми по ручью Тихоня, находящемся на значительном (десятки км) удалении от рудных полей и узлов [Михалицына, 2011], показывает практически одинаковые концентрации таких элементов, как Pb, Sb, Mo, Cu, Zn, Co, Ni, Sn, что указывает на отсутствие их существенного привноса в процессе рудообразования. Об этом же, по нашему мнению, свидетельствуют и иные геохимические ассоциации рудных элементов в верхнепермских породах руч. Тихоня, для которых характерна тесная корреляция Au-Pd и незначимая с Pt [Михалицына и др., 2008]. Для неизменённых верхнепермских и нижнеюрских пород также характерен набор геохимических ассоциаций типичный для вышеуказанных породных ассоциаций рудовмещающих толщ рассматриваемых месторождений: для атканской свиты – 1) Mo-Pb-Li-Fe-Zn-Ag; 2) Mn-Cr-Ca-Co-Mg; для омчакской свиты – 1) Ca-Mn; 2) Co-Ag-Cu; 3) Sn-Fe-Ni-Cr-Mg-Zn [Михалицына, 2014]; в нижнеюрских отложениях – 1) Zn-Mo-Ag-Mn-Cr; 2) Ti-Ni-Co-Pb-Sn; 3) Ga-Bi-Cu [Михалицына, Соцкая, 2014].

Для выяснения возможных минеральных форм рудных элементов, нами было проведено электронно-микроскопическое исследование акцессорной минерализации

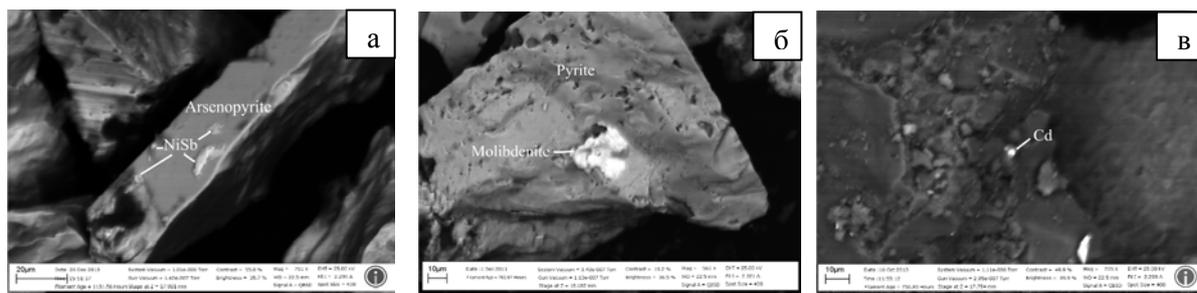


ульманита-брейтгауптита (?) размером от 2 до 13 мкм (рис. 10а). Ранее на Наталкинском месторождении было обнаружено единичное зерно брейтгауптита (NiSb) в изменённой осадочной породе [Гончаров и др., 2002]. Все эти находки подчеркивают однотипность состава рудообразующего флюида.



**Рис. 9.** Включение герсдорфита в силикатной матрице на месторождении Наталка (а); включение кобальтина в пирите на месторождении Павлик (б). Электронно-микроскопическое изображение в режиме обратно-рассеянных электронов.

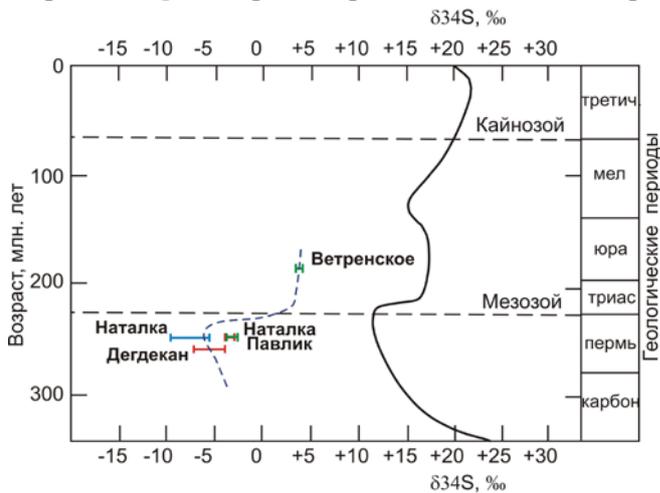
Помимо обычных для яно-колымских золотых месторождений *галенита*, *самородного золота*, *сфалерита*, *халькопирита*, *Ag-тетраэдрита* в рудах установлены единичные чешуйки *молибденита* размером 7-14 мкм на пирите (рис. 10б) и мелкие включения *хромита* (до 6 мкм); последнее подтверждает ранее сделанные находки для месторождения Дегдекан [Ханчук и др., 2011]. В тяжёлой фракции руды месторождения Наталка были также обнаружены единичные мелкие включения *висмутина* (около 1 мкм) и *самородного Cd* (2,6 мкм) в силикатной матрице (рис. 10в), состоящей из смеси альбита, серицита и анкерита. Ранее самородный кадмий (примесь Cr - 0,23-0,49%) был обнаружен в рудах Южного Верхоянья в сростании с кварцем гидротермальных жил и прожилков, хлоритом и амфиболом [Редкие минералы Якутии, 1984]. По аналогии с Южным Верхояньем можно предположить, что кадмий был образован при невысоких температурах и давлениях в процессе гидротермально-метасоматического изменения терригенных пород, предшествующего формированию прожилково-вкрапленной минерализации.



**Рис. 10.** Включения Ni-Sb-фаз в арсенопирите (а) (месторождение Ветренское); молибденит в пирите (б) и самородного Cd (в) в силикатной матрице из месторождения Наталка. (месторождение Наталка). Электронно-микроскопическое изображение в режиме обратно-рассеянных электронов.

Все выше изложенное заставляет предполагать, что микроминеральные формы рудообразующих и сопутствующих элементов обычны для руд месторождений в черносланцевых толщах и при отсутствии аномальных концентраций часть из них, скорее всего, представляют собой продукты переотложения из рудовмещающих толщ, а не привнесены рудообразующими флюидами. На важную роль рудовмещающих толщ в формирование оруденения, в частности, указывают и данные по изотопному составу серы сульфидов и характеристики углеродистого вещества руд. Так анализ изотопного состава серы арсенопирита и пирита из руд месторождений Наталка, Павлик, Ветренское,

Дегдекан показал, что значения  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов варьирует от  $+3,4\div+3,9\%$  для месторождения Ветренское, где рудовмещающие толщи представлены терригенными отложениями поздне триасово-раннеюрского возраста, до  $-2,8\div-4,0\%$  в рудах остальных месторождений, локализованных в пермских отложениях. Вариации изотопного состава серы рудных минералов локализованных в разных стратиграфических уровнях достаточно четко коррелируют с вариациями изотопного состава серы морских бассейнов [Фор, 1988] (рис. 11), что позволяет предполагать коровую природу серы [Горячев, 2003] и видеть ее источник для изученных месторождений в рудовмещающих терригенных комплексах. Полученные нами данные по изотопии серы хорошо согласуются с материалами С.В. Ворошина [Гончаров и др., 2002; Тюкова, Ворошин, 2003].



**Рис. 11.** Вариации составов изотопов серы пирита вмещающих пород (синий цвет) и рудных зон (красный цвет) в рассматриваемых месторождениях, (данные по сульфатной кривой серы морской воды взяты у Г.Фора [1989]). Зелёным цветом – данные автора.

Породы рудовмещающей толщи Наталкинского месторождения в разной степени насыщены углеродистым веществом (УВ). Присутствуют скопления дисперсного органического вещества вдоль сланцеватости, составляющие основную долю УВ; тончайшие чешуйки графита (от тысячных долей до 0,1-0,2 мм); включения УВ нефтяного ряда – изометрично-округлые, линзовидно-овальные, угловатые (0,1-0,4 мм); скопления глобулярного УВ в линзочках кварцевого и кварц-хлоритового состава (0,05-0,06 мм) [Плутешко и др., 1988]. Графит обычно встречается в виде порошковатых выделений в составе метасоматически изменённых пород, а также кварцевых, кварц-полевошпатовых и кварц-карбонатных жил и брекчиевых тел. Цвет графита тёмно-серый, почти чёрный с металлическим отливом. Нередко локализуется в виде тончайших плёнок в агрегатах кварцевых зёрен. В ассоциации с кварцем, сульфидами и золотом появление графита в рудах Наталкинского месторождения может быть связано с распадом газообразных соединений углерода ( $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}$ ) эндогенного происхождения, с метаморфизмом органического вещества вмещающих пород, а также вследствие разложения различных карбонатов (кальцита, доломита, сидерита и др.) [Гончаров и др., 2002]. Средний изотопный состав углерода ( $\delta^{13}\text{C}$ ) для пород и руд Наталкинского месторождения составляет около  $-22\%$ , а для тектонитов –  $-17\%$  [Ворошин и др., 2000], что, по мнению этих авторов, свидетельствует о первично-осадочной природе органического вещества и об образовании карбонатов в породах, тектонитах и рудах за счёт его преобразования [Ворошин и др., 2000, Гончаров и др., 2002]. В то же время, эти данные близки показателям органики месторождения Сухой Лог [Развозжаева, 2015; Будяк и др., 2015]. Для месторождения Дегдекан концентрация  $\text{C}_{\text{орг}}$  в безрудных породах составила 0,9-1,1% при содержании  $\text{Au} < 0,01$  г/т, а в рудных зонах – 1,74–3,27% при содержании  $\text{Au}$  от 0,02–0,16 до 2,4–13,2 г/т [Ганжа, Ганжа, 2004; Ханчук и

др., 2011], что свидетельствует о явном его перераспределении в процессе формирования руд. При этом, в составе органического углерода месторождения Дегдекан в нашей пробе выявлен битумоид, спирто-бензольная фракция которого по элементному составу (С 62.85–63.04, Н 9.39–9.43, N+S+O 26.95–27.63%) практически идентична месторождению Сухой Лог (С 63.79–64.91; Н 7.15–7.60, N+S+O 22.67–27.94%) [Будяк и др., 2015]. Битумоид месторождения Дегдекан практически полностью представлен углеводородами и его содержание в образцах составляет 0.004%. ИК-спектры для месторождения Дегдекан имеют ряд отличий от спектров образцов Сухого Лога. Эти спектры характеризуются полосами поглощения метильных и метиленовых групп углеводородов ( $1390, 1460 \text{ см}^{-1}$ ) и *n*-алкановых цепей ( $2850, 2920\text{--}2970 \text{ см}^{-1}$ ), указывающими на преимущественно углеводородную фракцию первичного битумоида месторождения Дегдекан и на участие в формировании месторождения гидротермального флюида эндогенного генезиса, наряду с осадочно-метаморфогенным флюидом [Будяк и др., 2015].

Из приведённых материалов следует второе защищаемое положение: *Вклад вмещающих углеродисто-терригенных комплексов в генезис золотых руд состоит не только в обогащении золотом пермских горизонтов, но и в появлении в рудах собственных минеральных форм Ni, Co, Sb, Mo, Cr, Se, за счет перераспределения вещества вмещающих толщ, при фоновом содержании этих элементов, а также в изотопном составе S сульфидов руд, вариации которого коррелируют с известными изотопными соотношениями серы морских вод пермско-триас-юрского времени.*

**Обоснование третьего защищаемого положения.** В работе рассмотрен состав и характер распределения РЗЭ в осадочных и вулканогенно-осадочных породах основных рудовмещающих толщ атканской Р<sub>3at</sub> и омчакской Р<sub>3om</sub> свит руч. Тихоня в сравнении с рудами Наталкинского (Р<sub>3at</sub>), Павликовского (Р<sub>3om</sub>) и Ветренского (J<sub>1ht</sub>) золоторудных полей. Ранее поведение РЗЭ в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах атканской и омчакской свиты руч. Тихоня было оценено Т.И. Михалицыной [2014], которая показала, что они обогащены легкими РЗЭ. В целом, спектры распределения РЗЭ в отложениях омчакской свиты (Р<sub>3om</sub>) имеют ярко выраженную отрицательную Eu аномалию (Eu/Eu\* - 0,67) и унаследует особенности распределения элементов постархейских глинистых сланцев Австралии (РАAS). Диамиктиты (Р<sub>3at</sub>) обладают меньшим содержанием РЗЭ ( $\Sigma$  РЗЭ - 63,7), дифференциацией легких РЗЭ, незначительной отрицательной Eu-аномалией (Eu/Eu\* - 0,87) [Михалицына, 2014]. Аномалии Се не выражены (Ce/Ce\* - 1,06-1,08).

При изучении осадочных и вулканогенно-осадочных пород разреза руч. Тихоня автором установлены минералы носители РЗЭ: куларит и Nd-монацит. В породах омчакской свиты редкоземельные фосфаты представлены куларитом, содержащим Се и La (размер зёрен – 47-93 мкм), по их морфологии (овальные, округлые зерна с шагреновой поверхностью) вслед за Р.А. Некрасовой [Некрасова, Некрасов, 1983] можно предположить осадочное происхождение (рис. 12а). В отложениях обеих свит установлены комковато-угловатые зёрна Nd-монацита (содержание Nd составляет от 7,73 до 21,12 мас.% для атканской свиты и от 20 до 37 масс. % для омчакской свиты), иногда с примесью Th (3-9 масс. %) (размер зёрен – 28-70 мкм) (рис. 12б), имеющие, вероятнее всего вулканогенное происхождение. Помимо куларита и Nd-монацита в осадочных и

вулканогенно-осадочных породах руч. Тихоня присутствует ксенотим, имеющий вид комковатых зёрен с угловатыми краями, реже встречаются кристаллы короткостолбчатого, толстотаблитчатого, удлинённо-призматического и дипирамидального облика. Размер зёрен ксенотима колеблется от 20 до 90 мкм по длинной оси. В ксенотиме содержатся примеси Dy, Er и Gd. Нередко в монаците и в ксенотиме присутствует примесь Th (от 2,9 до 7,21мас.%). Помимо редкоземельных фосфатов в одной из проб алевролитов присутствует Се-алланит, размер его зёрен колеблется от 47 до 121 мкм.

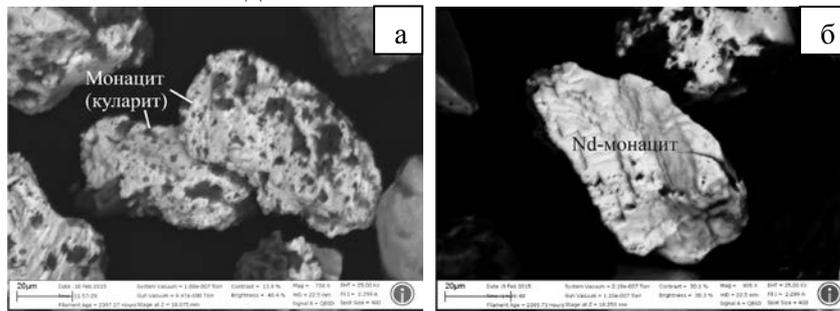
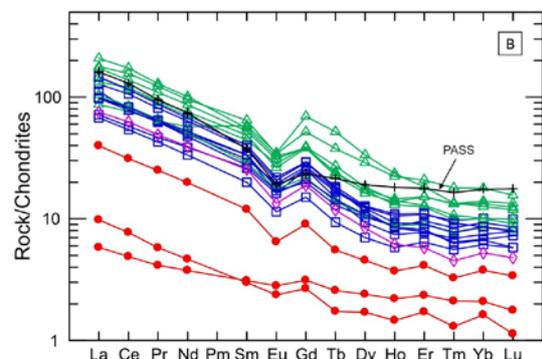
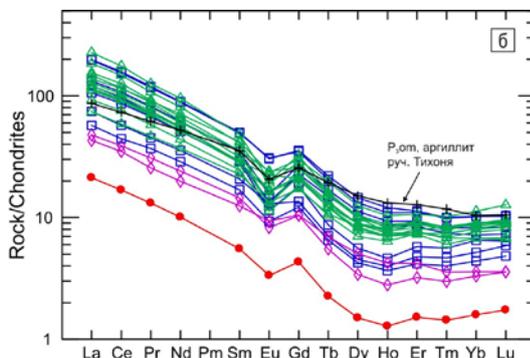
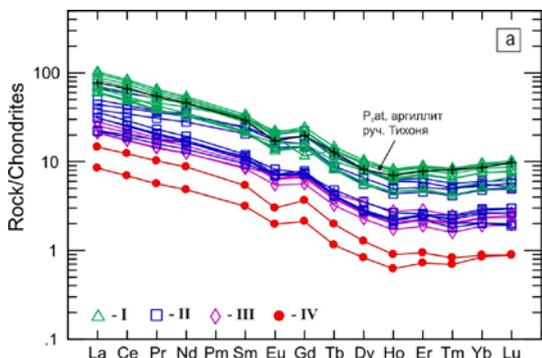


Рис. 12. Зёрна монацита (куларита) овальной формы с шагреновой поверхностью (а), зерно Nd-монацита комковатого облика (б) из минералов тяжёлой фракции алевролитов омчакской свиты руч. Тихоня.

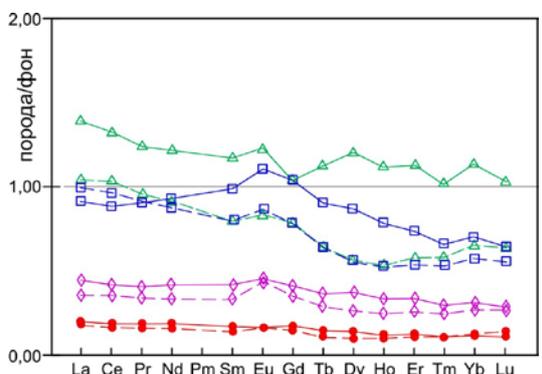
Для сравнения спектров распределения РЗЭ рудных проб месторождений Наталка и Павлик (рис. 13а,б) использованы данные состава редкоземельных элементов в верхнепермских породах руч. Тихоня (по отложениям атканской свиты для месторождения Наталка и по отложениям омчакской – для месторождения Павлик) [Михалицына, 2011], а для месторождения Ветренское (рис. 13в) используются данные состава РААС – постархейская средняя австралийская осадочная порода, т.к. нет данных по распределению РЗЭ в неизменённых нижнеюрских отложениях (на графиках показаны чёрной линией). По уровню концентрации и спектрам распределения РЗЭ проанализированные образцы рудовмещающих пород изучаемых месторождений оказываются однотипными. Все гидротермально-изменённые породы обогащены легкими лантаноидами  $La_N/Yb_N$  от 9,7 до 13,2; при формировании жильной минерализации отношение  $La_N/Yb_N$  возрастает до 16,5. Величина  $Eu/Eu^*$  аномалии варьирует от 0,68 до 1,01, что может отражать различные окислительно-восстановительные условия формирования гидротермалитов, относительно низкую окисленность флюида и незначительное последующее восстановление. Аномалии Се близки к фоновым.

Для определения подвижности лантаноидов при гидротермальных процессах проведено нормирование гидротермально-изменённых пород к фоновым содержаниям РЗЭ в исходных породах, отобранных на удалении от рудных полей для месторождения Наталка и Павлик (рис. 14). Сравнение показало, что слабоизменённые породы Наталкинского месторождения обогащены всеми РЗЭ, а на Павлике - только лёгкими РЗЭ. В березитах происходит привнос промежуточных (для руд Наталки) и вынос остальных лантаноидов. Для окварцованных метасоматитов, кварцевых брекчий и жильного кварца спектры для Наталки и Павлика практически идентичны, что, на наш взгляд, свидетельствует о единой природе гидротермальных флюидов. На *месторождении Ветренское* рудовмещающие углисто-глинистые сланцы характеризуются максимальным суммарным содержанием РЗЭ – 171,2; метасоматически изменённые породы (окварцевание, сульфидизация), характеризуются незначительным снижением  $\sum РЗЭ$  –

121,7; в кварцевых брекчиях  $\Sigma$ РЗЭ составляет 105,9; а в жильном кварце  $\Sigma$ РЗЭ – 10,7, с незначительной отрицательной Eu-аномалией ( $Eu/Eu^* - 0,87$ ). В целом, при общем сходстве со спектрами Наталки и Павлика, в кварцевых жилах Ветренского месторождения отмечается различие в поведении тяжёлых РЗЭ (рис. 13в). По распределению РЗЭ месторождение весьма близко Мальдякскому месторождению [Волков и др., 2016], локализованному в юрских отложениях.



**Рис. 13. Спектры распределения РЗЭ нормированных по хондриту рудных проб месторождения Наталка (а), Павлик (б), Ветренское (в):** I (зелёный) – слабоизменённые породы; II (синий) – березиты - метасоматически преобразованные породы, с включением пирита кубической формы и кварцевым прожилкованием; III (фиолетовый) – окварцованные и брекчированные породы; IV (красный) – жильный кварц.

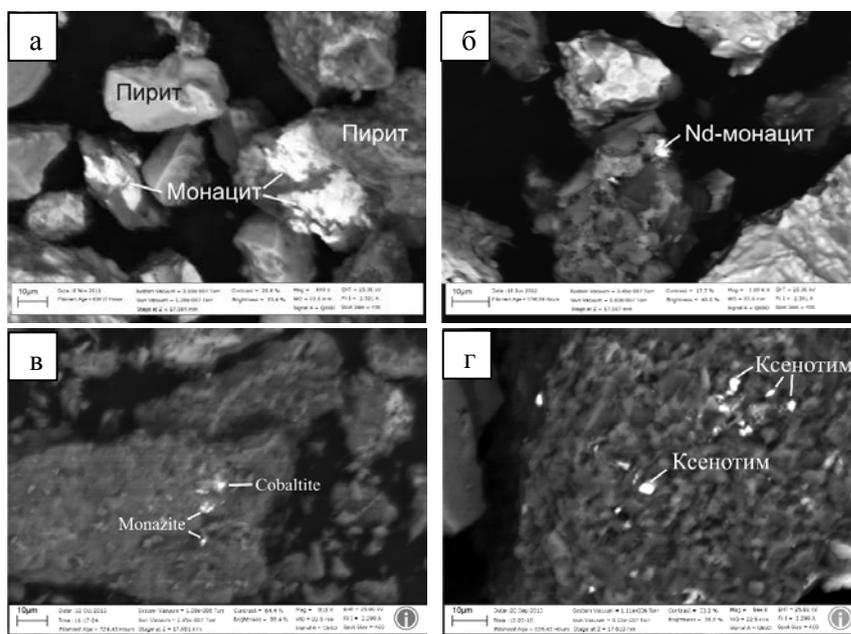


**Рис. 14. Спектры распределения РЗЭ месторождений Наталка и Павлик, нормированные на исходные породы (руч. Тихоня).** Условные обозначения см. на рис. 12а. Наталка – сплошная линия, Павлик – пунктирная линия.

Как известно, РЗЭ наиболее мобильны при гидротермальных и метасоматических процессах [Колонин и др., 2001] и менее мобильны при низком и умеренном температурном метаморфизме [Hellman et al., 1979; Ague, 2001]. Все изученные нами объекты имеют сходную картину распределения РЗЭ: породы обогащены легкими лантаноидами, аномалии Се не выражены.  $Eu/Eu^*$  аномалии в вулканогенно-осадочных породах атканской свиты  $P_{3at}$  (0,82-0,86) и на месторождении Ветренском (0,87 – при формировании жильной минерализации), а также морфологический облик зерен РЗЭ (руч. Тихоня), примесь Nd в их составе может указывать на магматогенный источник РЗЭ. Выше было показано, что минеральные формы РЗЭ в исходных породах представлены куларитом, реликты которого ранее были выявлены в рудах месторождения Наталка

[Тюкова и др., 2007]. Монацит, установленный в сростании с кварцем, альбитом, хлоритом, мусковитом и в виде микровключений в метакристаллах арсенопирита, также рассматривался как аутигенный, несмотря на его морфологические отличия от куларита [Тюкова и др., 2007].

В прожилково-вкрапленных рудах изученных месторождений довольно часто зёрна арсенопирита, пирита и агрегаты метасоматитов содержат микровключения монацита размером от 1 до 7, реже до 15 мкм (рис. 15а, в). В составе монацита присутствуют Се и La и в отличие от аутигенного куларита, описанного ранее [Некрасова, Некрасов, 1983; Тюкова и др., 2007] и минералов редких земель, изученных нами в неизмененных породах разреза руч. Тихоня, отсутствуют примеси других более тяжёлых лантаноидов [Sotskaya et. al., 2012]. В рудах месторождений Павлик и Ветренское часто встречается монацит, образующий мелкие включения до 5, реже 10 мкм в агрегатах пород, состоящих из смеси альбита, анкерита, апатита и арсенопирита и обогащённый  $Nd_2O_3$  (рис. 15б).



**Рис. 15.** Сростки монацита и пирита (месторождение Наталка) (а); включение Nd-монацита в агрегатах, состоящих из смеси альбита, анкерита и арсенопирита (месторождение Павлик) (б); монацит в ассоциации с кобальтином (в) и включения ксенотима (г) в агрегатах изменённых вмещающих пород, состоящих из серицита, арсенопирита хлорита, и ильменита (месторождение Наталка). Электронно-микроскопическое изображение в режиме обратно - рассеянных электронов.

Монациты из месторождения Ветренское содержат Се, La и Nd и на треугольной диаграмме (рис. 16) попадают в одну область вместе с монацитом атканской свиты руч. Тихоня, монацитом из специально изученного нами месторождения Чёртово Корыто (Ленский золотоносный район) и куларитом, описанным Р.А.Некрасовой и И.Я.Некрасовым [1983]. В монаците месторождения Сухой Лог [Юдовская и др., 2011] и куларите месторождения Наталка [Тюкова и др., 2007] наблюдается возрастание содержания Се и Nd. М.А. Юдовской с соавторами отмечено, что среди метаморфогенных и гидротермальных монацитов в рудах месторождения Сухой Лог преобладают Се-монациты и гораздо реже Nd-Се разности [Юдовская и др., 2007], что указывает на сходство с составом монацита в изученных автором рудах.



Рис. 16. Составы монацитов

Гораздо реже в прожилково-вкрапленных рудах изученных месторождений встречаются мелкие включения ксенотима (2-4 мкм) в агрегатах изменённых вмещающих пород, состоящих из серицита, хлорита, арсенопирита и ильменита. В составе такого ксенотима из руд месторождений Наталка, Павлик и Дегдекан, кроме  $Y_2O_3$ , других примесей редких земель не установлено и только на месторождении Ветренское в единичных случаях встречены включения ксенотима размером 2-3 мкм в апатите, содержащего помимо  $Y_2O_3$  (47,78 мас. %) примеси  $Dy_2O_3$  (8,34 мас. %),  $Gd_2O_3$  (5,06 мас. %) и  $Er_2O_3$  (3,05 мас. %), (рис. 15г, рис. 17). Ксенотимы из рудопроявлений Приполярного Урала и месторождения Сухой Лог имеют варьирующий химический состав и содержат примеси  $Gd_2O_3$ ,  $Dy_2O_3$  и др. (см. рис. 17) [Репина, 2011; Юдовская и др., 2011].

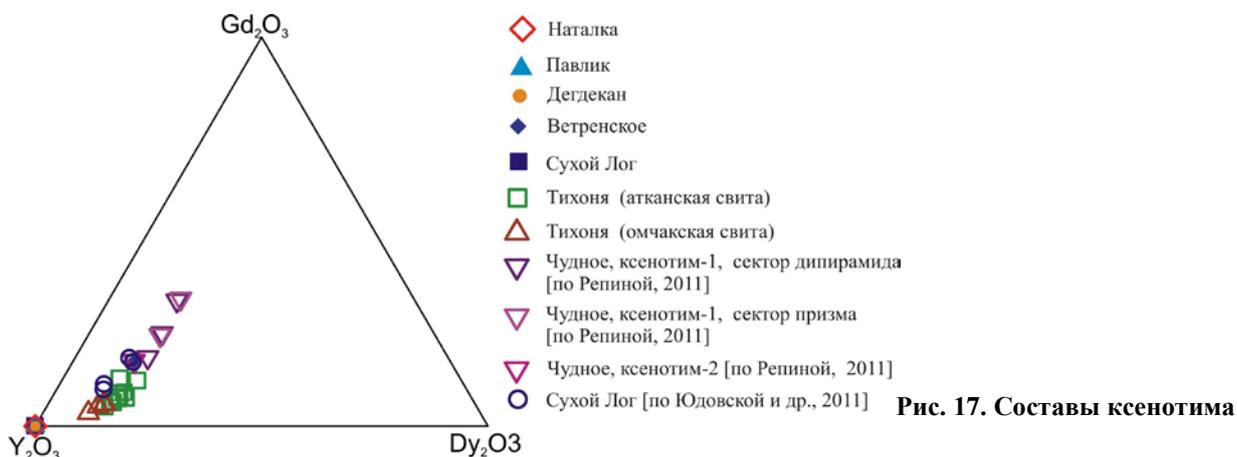


Рис. 17. Составы ксенотима

Сравнивая морфологический облик минералов редкоземельных фосфатов верхнепермских пород атканской и омчакской свит руч. Тихоня и прожилково-вкрапленных руд изученных месторождений, локализованных в углеродистых терригенных породах этих свит отметим, что минералы РЗЭ верхнепермских пород атканской и омчакской свит руч. Тихоня представлены крупными самостоятельными зёрнами размером до сотен мкм, а в прожилково-вкрапленных рудах они образуют только мельчайшие выделения на сульфидах и в агрегатах метасоматитов размером до 7 мкм, редко достигая 15 мкм. На наш взгляд это, наряду с незначительным изменением валовой концентрации РЗЭ в рудах по сравнению с исходными породами, может служить одним из признаков гидротермального переотложения их в процессах рудообразования. Помимо различий морфологического облика, существует еще и разница в химическом составе. Так, в монаците из прожилково-вкрапленных руд обычно отсутствует примесь Th, а в

ксенотиме - Dy, Er, Gd, за исключением единичных случаев на месторождении Ветренское.

Минералы РЗЭ в изученных месторождениях образуют мельчайшие изометричные включения размером 4-7 мкм в матрице метасоматитов и при их анализе происходил захват элементов матрицы, что требовало дальнейшего их исключения и пересчета составов. В основной массе матрицы присутствуют анкерит, кальцит, серицит и альбит.

Неизменные породы верхнепермского возраста имеют более высокие суммарные содержания REE, чем гидротермально-метаморфизованные породы, что связано с активным выносом РЗЭ из первичных минералов и дальнейшим осаждением в виде новообразованных фаз. Вероятно, миграция РЗЭ на рассматриваемых месторождениях происходила в гидротермальных флюидах с восстановленной серой, связанной с сульфидной минерализацией [Giere R., 1993], на что указывают частые сростания монацита и ксенотима с пиритом и арсенопиритом. Возможно, незначительная часть РЗЭ мигрировала в составе фосфатных комплексов, о чём свидетельствуют повышенные концентрации  $P_2O_5$  (руч.Тихоня) и сростания ксенотима с апатитом на Ветренском месторождении. Монацит в ассоциации с пиритом, рутилом и апатитом, известен в метасоматитах месторождения Мурунтау, где установлена связь редкоземельной минерализации и золотого оруденения в процессе гидротермального рудообразования [Дунин-Барковская, 2007]. В золото-редкоземельном месторождении Чудное [Кузнецов и др., 2012] нами выявлены микровключения самородного Au размером около 2 мкм в Се-алланите [Соцкая и др., 2014], что также указывает на связь редкоземельной и благороднометалльной минерализации в результате гидротермально-метасоматических процессов. Об этом свидетельствуют и найденные нами мельчайшие (4-5 мкм) изометричные включения минералов РЗЭ (тиссонит, окиси Ce, La, Nd и монацит) в матрице метасоматитов месторождения Чёртово Корыто, состоящей из анкерита, кальцита, серицита и альбита, помимо фтор-апатита (до 7,5 % фтора) [Tarasova et al., 2016].

Таким образом, характер распределения РЗЭ в рудах и метасоматитах и выявленные особенности монацита и ксенотима в рудах, их тесная ассоциация с минералами метасоматитов, а также с пиритом и арсенопиритом, позволяют предполагать их гидротермальную природу и сформулировать третье защищаемое положение:

*Спецификой руд рассматриваемого типа является широкое распространение в них, в ассоциации с золотоносными сульфидами и сульфоарсенидами, минералов редкоземельных элементов (монацит, ксенотим) гидротермального происхождения. Особенности морфологии и размерности минералов РЗЭ и их состава при невысоких концентрациях РЗЭ в рудах и исходных породах предполагают их высокую подвижность в процессе формирования руд в условиях относительно низкой окисленности рудообразующего флюида.*

## Заключение

В результате проведённого изучения руд месторождений юго-восточного фланга Яно-Колымского орогенного пояса в них были обнаружены, помимо золота, ранее не выявленные минеральные формы благородных металлов, а именно селениды Au и Ag (месторождение Павлик и Ветренское), теллурид Ag – гессит (месторождение Наталка) и минералы платиновой группы преимущественно Ru-Ir-Os-состава (месторождение Дегдекан). Широкое распространение в рудах имеет также редкоземельная минерализация, ассоциирующая с золотоносными сульфидами и сульфоарсенидами. Все объекты имеют сходную картину распределения РЗЭ: породы обогащены легкими лантаноидами, аномалии Се не выражены. Установлено, что разнообразие рудных минералов и формирование редкоземельных минералов происходило в результате гидротермально-метасоматических процессов, связанных с перераспределением и переносом рудных компонентов из подстилающих и вмещающих пород в сложных сульфоарсенид-силикатных системах с образованием новых разнообразных минеральных форм. На это также указывают данные по изотопии серы сульфидов и характеристика углеродистого вещества. Выявлены различные окислительно-восстановительные условия формирования гидротермально-изменённых пород, отмечается незначительная низкая окисленность флюида с последующим восстановлением.

## Публикации по теме диссертации

### Статьи в журналах ВАК и других журналах

1. Горячев Н.А., Соцкая О.Т., Горячева Е.М., Михалицына Т.И., Маньшин А.П. Первая находка минералов платиновой группы в черносланцевых золотых рудах месторождения Дегдекан на Северо-Востоке России // Доклады РАН. 2011. Том 439, № 1, с. 79-82.
2. Горячев Н.А., Соцкая О.Т., Михалицына Т.И., Горячева Е.М., Маньшин А.П. Оценка Au-Pt-Pd-Ni в рудах типовых месторождений (Наталка, Дегдекан) в черносланцевых толщах Яно-Кольмского золотоносного пояса // Проблемы минерагении России. Издание ГЦ РАН. Москва. 2012. Вестник ОНЗ РАН. 2012. DOI: 10.2205/2012 mineragenu – 2012. С. 325-336. <http://onznews.wdcb.ru/ebooks/mineragenu/>
3. Горячев Н.А., Кузнецов С.К., Соцкая О.Т., Майорова Т.П., Михалицына Т.И. Предпосылки возникновения ассоциации золота и платиноидов в рудах орогенных месторождений золота // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2013. № 4. С. 28-40.
4. Будяк А.Е., Горячев Н.А., Развозжаева Э.А., Спиридонов А.М., Соцкая О.Т., Брюханова Н.Н. Геохимия рассеянного органического вещества в золоторудных месторождениях черносланцевых формаций // Доклады РАН. Том 463. № 6. Август, 2015. С. 692-695.
5. Sotskaya O.T., Goryachev N.A., Goryacheva E.M., Nikitenko E.M. Micromineralogy of “black shale” disseminated-sulphide gold ore deposit of the Ayan-Yuryakh anticlinorium (North-East of Russia) // Journal of Earth Science and Engineering. Vol. 2, № 12. 2012. Pp. 744-753.
6. Nikitenko E.M., Mikhailitsyna T.I., Fomina M.I., Sotskaya O.T. Natalka gold deposit // Journal of Geoscience and Environment Protection. 2014. 2. 66-71.
7. Yu. I. Tarasova, O. T. Sotskaya, S. Yu. Skuzovatov, V. A. Vanin, Z. I. Kulikova, A. E. Budyak Mineralogical and geochemical evidence for multi-stage formation of the Chertovo Koryto deposit // Geodynamics & Tectonophysics. 2016. Volume 7. Issue 4. Pp. 663-677.

### Материалы конференций и тезисы докладов

8. Соцкая О.Т., Горячева Е.М. К вопросу оценки состава с использованием метода РВ/ЗАФ на приборе QEMSCAN // VII Всероссийская конференция по рентгеноспектральному анализу (Новосибирск, 19-23 сентября 2011 г.). Тезисы докладов. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2011. С. 72.
9. Соцкая О.Т., Горячева Е.М., Комарова В.С. К вопросу о диагностике минералов платиноидов в рудах Дегдеканского месторождения (Северо-Восток России) // Геология, география, биологическое разнообразие и ресурсы Северо-Востока России: Материалы Дальневосточной региональной конференции, посвящённой памяти А.П. Васьковского и в честь его 100-летия (Магадан, 22-24 ноября 2011 г.). – Магадан: СВНЦ ДВО РАН. 2011. С. 56-57.
10. Соцкая О.Т., Комарова В.С. Оценка размера излучающей области при работе на РЭМ типа EVO с энергодисперсионными спектрометрами // VII Всероссийская конференция по рентгеноспектральному анализу (Новосибирск, 19-23 сентября 2011 г.). Тезисы докладов. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2011. С. 73.
11. Соцкая О.Т., Маньшин А.П., Горячев Н.А. Новые данные по минералогии руд Дегдеканского месторождения // Золото Северного обрамления Пацифика. II Международный горно-геологический форум, посвящённый 110-летию со дня рождения Ю.А. Билибина. Тезисы докладов горно-геологической конференции (Магадан, 3-5 сентября 2011 г.). – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2011. С. 205-207.
12. Соцкая О.Т., Горячев Н.А. Микроминеральные формы нахождения золота и серебра во вкрапленно-сульфидных «черносланцевых» рудах (Северо-Восток России) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Материалы Всероссийской научно-практической конференции (Якутск, 29-30 марта 2012 г.). Якутск: Издательский дом СВФУ. 2012. Том II. С. 173-177.
13. Sotskaya O.T., Goryacheva E.M. The use of the Quantax system on the QEMSCAN equipment for the gold-bearing ores mineralogy research // The proceedings of the 3<sup>rd</sup> International Conference X-Ray Analysis, National University of Mongolia, Ulaanbaatar, Mongolia, 20-24 August, 2012. P. 101-104.
14. Горячева Е.М., Соцкая О.Т. Микрорентгеноспектральный анализ частиц минералов без полировки (на примере самородного золота) // VIII Всероссийская конференция по рентгеноспектральному анализу (Иркутск, 22-26 сентября 2014 г.): Тезисы докладов. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2014 г. С. 35.
15. Соцкая О.Т., Горячева Е.М. Изучение возможностей прибора QEMSCAN для решения минералоготехнологических задач // Технологическая минералогия в оптимизации процессов рудоподготовки и обогащения минерального сырья. Сборник статей по материалам докладов VIII семинара по технологической минералогии. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2014. С. 164-167.
16. Михалицына Т.И., Соцкая О.Т. Литолого-геохимическая характеристика рудообращающих толщ золотого оруденения юго-восточного фланга Яно-Кольмского орогенного пояса // Благородные, редкие и радиоактивные элементы в рудообразующих системах. Матер. Всерос. науч. конф. с междунар. участием, посвященной 120-летию со дня рождения член-корр. АН СССР, профессора Шахова Ф.Н. (Новосибирск, 28–30 октября 2014 г.) – [Электрон. ресурс: октябрь 2014]. – Новосибирск, 2014. – С. 455-465. – Режим доступа: <http://shakhov.igm.nsc.ru/pdf/>, свободный.
17. Соцкая О.Т., Горячев Н.А., Михалицына Т.И. Микроминералогия вкрапленно-сульфидных «черносланцевых» руд (Северо-Восток России) // Благородные, редкие и радиоактивные элементы в

рудообразующих системах. МАТЕРИАЛЫ Всероссийской научной конференции с международным участием, посвящённой к 120-летию со дня рождения члена-корреспондента АН СССР, профессора Феликса Николаевича Шахова (Новосибирск, 28–30 октября 2014 г.). [Электрон. ресурс: октябрь 2014]. – Новосибирск, 2014. С. 664–668. – Режим доступа: <http://shakhov.igm.nsc.ru/pdf/>.

18. **Соцкая О.Т., Горячев Н.А., Майорова Т.П.** Микроминералогия месторождения Чудное (Приполярный Урал) // Благодородные, редкие и радиоактивные элементы в рудообразующих системах: Матер. Всерос. науч. конф. с междунар. участием, посвящённой 120-летию со дня рождения члена-корреспондента АН СССР, профессора Феликса Николаевича Шахова (Новосибирск, 28–30 октября 2014 г.) – [Электрон. ресурс: октябрь 2014]. – Новосибирск, 2014. – 752 с. – Режим доступа: <http://shakhov.igm.nsc.ru/pdf/>, свободный. Стр. 664–668.

19. **Никитенко Е.М., Соцкая О.Т.** Использование прибора QEMSCAN для исследования технологических продуктов золотосодержащих руд месторождения «Наталка» // Технологическая минералогия в оптимизации процессов рудоподготовки и обогащения минерального сырья. Сборник статей по материалам докладов VIII семинара по технологической минералогии. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2014. С. 167–171.

20. **Михалицына Т.И., Никитенко Е.М., Соцкая О.Т.** Ресурсный потенциал месторождения Дегдекан (Северо-Восток России) // Наука вчера, сегодня, завтра: сборник статей студентов, аспирантов, молодых учёных и преподавателей. Уфа: РИО МЦИИ ОМЕГА САЙНС. 2015. в 3 ч. Ч.3. С. 63–67.

21. **Никитенко Е.М., Соцкая О.Т.** Минералы-спутники золоторудных месторождений Наталка и Павлик (Северо-Восток России) // Чтения памяти академика К.В. Симакова: Материалы докладов Всероссийской научной конференции (Магадан, 24–25 ноября 2015 г.). – Магадан: ООО «Типография». 2015. С. 111–113.

22. **Горячев Н.А., Будяк А.Е., Михалицына Т.И., Соцкая О.Т.** Предпосылки формирования крупных орогенных месторождений золота и перспективы их нахождения в восточном и южном обрамлении Сибирского кратона // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Третьей Всероссийской конференции с международным участием, Владивосток, 20–23 сентября 2016 г. – Владивосток: Дальнаука, 2016, с. 299–300

23. **N.A.Goryachev, A.E.Budyak, T.I.Mikhailitsyna, O.T.Sotskaya** Geodynamic conditions of formation of large-scale gold mineralization in the Siberian craton margin., IGC-35 Abstract 1268.

24. **Васильева И.Е., Шабанова Е.В., Горячева Е.М., Соцкая О.Т., Лабусов В.А., Неклюдов О.А., Дзюба А.А.** Сцинтилляционная дуговая атомно-эмиссионная спектрометрия и автоматизированная минералогия для определения благородных металлов в геологических пробах // Сборник тезисов докладов XXI Международной Черняевской конференции по химии, аналитике и технологии платиновых металлов (14 – 18 ноября 2016 г. Екатеринбург). Новосибирск. ИНХ СО РАН. 2016. С. 12.

25. **Соцкая О.Т., Горячев Н.А., Горячева Е.М., Никитенко Е.М.** Применение прибора QEMSCAN для изучения вещественного состава и оценки качества руды // II Гео-аналитическая конференция «Опробование рудных месторождений: проблемы, пути решения» Москва, 15–17 ноября 2016 г. Материалы конференции. Москва. 2016. С. 54–57.

26. **Михалицына Т.И., Соцкая О.Т.** Распределение редкоземельных элементов в рудовмещающих толщах Яно-Колымского орогенного пояса // III Всероссийская конференция «Геология, география, биологическое разнообразие и ресурсы Северо-Востока России». Материалы III Всероссийской конференции, посвящённой памяти А. П. Васильковского и в честь его 105-летию (г. Магадан, 12–14 октября 2016 г.). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2016. С. 171–174.