

Том 25, номер 6
ISSN 0207 - 4028

Ноябрь-Декабрь 2006

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
АКАДЕМИК А.И. ХАНЧУК



<http://itig.as.khb.ru/POG>

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Н.П. Романовский, Ю.Ф. Малышев, Дуан Жуйянь, Чжу Цунь, М.В. Горошко, В.Г. Гурович.</i> Золотоносность юга Дальнего Востока России и Северо-Восточного Китая	3
<i>А.В. Волков, А.Д. Генкин, В.И. Гончаров.</i> О формах нахождения золота в рудах месторождений Наталкинское и Майское (Северо-Восток России)	18
<i>Л.Ф. Мишин.</i> Природа и поисковое значение ультракалийевых риолитов на примере эпитермальных золото-серебряных месторождений Дальнего Востока	30
<i>К.Б. Булнаев.</i> Дайки и оруденение в рудных полях эпитермальных флюоритовых месторождений Забайкалья и Монголии	40
<i>Г.А. Фандюшкин, А.И. Гресов.</i> Тектоно-генетическая классификация угольных бассейнов Северо-Востока России	51
<i>А.Т. Сорокина.</i> Роль разломов в формировании обводненных зон Байкало-Алданской гидрогеологической области	57
<i>Б.Г. Саксин, М.Б. Бубнова.</i> Зональность техногенного загрязнения и её использование при составлении обзорных прогнозно-экологических карт горнопромышленных территорий	67
<i>Т.К. Зотова.</i> Цветные камни в вулканитах Малого Хингана	77

Материалы конференций молодых ученых

<i>В.С. Алексеев.</i> Исследование процессов извлечения “упорных” форм золота физико-химическим воздействием	84
<i>О.А. Карась, В.А. Пахомова, Б.Л. Залищак, М.А. Ушкова, Н.С. Карманов.</i> Аксицит Дальнегорского боросиликатного и Южного полиметаллического месторождений Приморья: минеральные ассоциации и физико-химические условия образования	90
<i>И.А. Краденых.</i> Освоение глубокозалегающих россыпных месторождений Хабаровского края на основе энергосберегающих технологий	98
<i>Л.М. Кондратьева, В.С. Канцыбер, В.Е. Зазулина, Л.С. Боковенко.</i> Влияние крупных притоков на содержание тяжелых металлов в воде и донных отложениях реки Амур	103
<i>А.С. Прытков, Н.Ф. Василенко.</i> Дислокационная модель очага Углегорского землетрясения 2000 г. (о. Сахалин)	115

Юбилей

К 90-летию со дня рождения Юрия Михайловича Пушаровского	123
--	-----

Потери науки

Гончаров Владислав Иванович (1939–2006 гг.)	126
Маркевич Павел Владимирович (1934–2006 гг.)	128
Недашковский Петр Григорьевич (1927–2006 гг.)	130
Власов Георгий Михайлович (1912–2006 гг.)	131
Указатель статей, опубликованных в журнале в 2006 г.	132

CONTENTS

<i>N.P. Romanovsky, Yu.F. Malyshev, Duang Ruiyan, Zhu Cun, M.V. Goroshko, V.G. Gurovich.</i> Gold potential of the southern Far East, Russia, and Northeast China	3
<i>A.V. Volkov, A.D. Genkin, V.I. Goncharov.</i> The forms of the presence of gold in the ores of the Natalka and May deposits (Northeast Russia)	18
<i>L.F. Mishin.</i> The nature and prospecting implications for ultrapotassic rhyolites as exemplified by epithermal gold-silver deposits of the Far East	30
<i>K.B. Bulnaev.</i> Dikes and mineralization in the ore fields of epithermal fluorite deposits, Transbaikalia region and Mongolia	40
<i>G.A. Fandyushkin, A.I. Gresov.</i> The tectono-genetic classification of coal basins of Northeast Russia	51
<i>A.T. Sorokina.</i> The role of faults in the formation of inundated zones within the Baikal-Aldan hydrogeological fold region	57
<i>B.G. Saksin, M.B. Bubnova.</i> Zoning of man-caused pollution, and its use in compilation of prediction ecology general maps of mining-and-industrial territories	67
<i>T.K. Zotova.</i> Colored stones in the volcanics of the Lesser Khingan	77

Materials of young scholars conferences

<i>V.S. Alekseev.</i> The investigation of the processes of “rebellious” gold extraction by physical-and-chemical action	84
<i>O.A. Karas', V.A. Pakhomova, B.L. Zalizhchak, M.A. Ushkova, N.S. Karmanov.</i> Axinite of the Dalnegorsk borosilicate and Southern polymetallic deposits (Primorye): mineral associations and the physical-chemical setting of their formation	90
<i>I.A. Kradenykh.</i> Exploration of deep placer deposits of the Khabarovsk Territory based on energy-saving technologies	98
<i>L.M. Kondratyeva, V.S. Kantsyber, V.E. Zazulina, L.S. Bokovenko.</i> The influence of the chief tributaries of the Amur River on the concentration of heavy metals in the water and bottom sediments	103
<i>A.S. Prytkov, N.F. Vasilenko.</i> The dislocation model of the 2000 Ulegorsk earthquake source (Sakhalin Island)	115

Jubilees

The 90th birth anniversary of Yuri M. Pushcharovsky	123
---	-----

Obituaries

Vladislav I. Goncharov (1939–2006)	126
Pavel V. Markevich (1934–2006)	128
Pyotr G. Nedashkovsky (1927–2006)	130
Georgy M. Vlasov (1912–2006)	131
Index of papers published in the journal in 2006	132

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ И СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО КИТАЯ

Н.П. Романовский, Ю.Ф. Малышев, Дуан Жуйянь¹, Чжу Цунь¹, М.В. Горошко, В.Г. Гурович

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

¹ Шэньянский институт геологии и минеральных ресурсов, КНР

В результате изучения ареалов проявления золотоносности соседствующих территорий России и Китая проведено сопоставление особенностей размещения, типов и масштабов месторождений золота. Выделено 7 золоторудных поясов (Джугджуро-Становой, Аллах-Юньский, Селемджино-Тукурингрский, Охотский, Нижне-Амурский, Турано-Муданьцзянский, Северо-Китайский), 60 рудных районов и 15 перспективных площадей. Анализ сходства и различий выделенных объектов позволяет рекомендовать на российской территории усиление поисков крупных месторождений золота в докембрийских гранит-зеленокаменных областях и палеозойских медно-золото-порфирового типа, на китайской – мезозойских эпитермальных золото-серебряных месторождений.

Ключевые слова: золотоносность, золоторудные пояса, районы, перспективные площади, месторождения, Дальний Восток России, Китай.

ВВЕДЕНИЕ

Одной из важных проблем, исследуемых и решаемых фундаментальной наукой, является проблема происхождения и развития магматогенно-рудных систем золотого и золото-серебряного типа, представленных широким комплексом металлогенических зон, рудных районов, узлов, месторождений и рудопроявлений. Разработка новых направлений и методик изучения закономерностей их формирования, размещения и строения способствует дальнейшему развитию теории рудообразования и одновременно обеспечивает решение важнейшей народнохозяйственной задачи – расширения и укрепления минерально-сырьевой базы золотодобывающей промышленности. Многочисленными работами [3, 4, 8, 9, 14, 16, 17, 25, 28, 29] накоплено большое количество данных по золотоносности региона. Месторождения золота имеют различный генезис: магматогенно-гидротермальный, вулканогенно-плутоногенный, метаморфогенно-гидротермальный и т.д. Установлены связи золота с такими элементами-спутниками, как медь, молибден, полиметаллы, уран [9, 17]. Самая тесная связь золота – с серебром. Широко распространены золото-серебряные месторождения.

Тем не менее, в связи с огромными объемами золотодобычи, положение золотодобывающей про-

мышленности на Дальнем Востоке России остается достаточно напряженным. В конце 1990-х годов россыпи, содержащие лишь 20% запасов, давали 85% добычи металла, а рудные месторождения при 80% запасов обеспечивали только 15% добычи. Для улучшения баланса недропользования, кроме реконструирования существующих производств и формирования новых предприятий на базе известных месторождений, необходимы: 1) поиски и разведка новых рудных объектов; 2) прогноз новых крупных и суперкрупных месторождений [7, 12, 13, 23].

Целесообразность сопоставительного анализа материалов по смежным территориям России и Китая подчеркивалась неоднократно [10, 11, 14, 25]. При этом, кроме известных металлогенических поясов [6], зон и рудных районов, становится возможным выделение потенциально рудоносных площадей, в пределах которых возможно наличие промышленных месторождений.

Соседствующие территории Дальнего Востока России и Китая, несмотря на сходство в геологическом строении, имеют определенные различия в профилирующих типах золотоносности. К ним относятся разные масштабы палеозойского и докембрийского оруденения, в первую очередь гранит-зеленокаменных поясов, медно-молибден-золотого порфиро-

вого и золото-серебряного типов, комплексных золото-урановых объектов. Это обуславливает необходимость научного сотрудничества России и Китая.

Другим направлением исследований является использование новых данных об условиях локализации золотого оруденения. Например, доказано размещение эпитермальных золото-серебряных месторождений не только в вулканогенных комплексах, но также в породах фундамента и участие мантийного вещества в формировании этих месторождений [4, 27, 37].

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ. ИСХОДНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Анализ огромного фактического и интерпретационного материала, накопленного к настоящему времени, позволяет следующим образом определить методику настоящего исследования.

1. Построение схемы золотоносности области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов и сопредельных окраин Сино-Корейского и Алдано-Станового щитов с выделением золоторудных поясов и районов (рис. 1).

На территории Дальнего Востока России с целью уточнения положения золоторудных поясов и районов использовалась схема экстенсивности оруденения (рис. 2), составленная на основе уточненной “Регистрационной карты эндогенных полезных ископаемых Востока России масштаба 1:1 500 000” под редакцией В.И. Сухова [17]. Схема выполнена для территории, охватывающей Хабаровский и Приморский края, Амурскую область и юго-восточную часть республики Саха-Якутия.

Площадь исходной карты была разбита на элементарные ячейки 1-1 см. Далее с помощью палетки методом “скользящего окна” определялись количественные значения экстенсивности оруденения в каждой ячейке. Значения подсчитывались следующим образом: промышленное месторождение оценивалось в 8 баллов, непромышленное – 4, рудопроявление – 2. При наличии нескольких одинаковых по значимости объектов в пределах ячейки эти показатели увеличивались вдвое, втрое и т.д. Поскольку степень распределения месторождений и рудопроявлений по территории неравномерна, указанные количественные показатели изменялись от 1 до 50 бал-

лов, редко более. Построение формализованных таким образом схем осуществлялось с сечением изолиний 5, 10, 30, 50.

По районам Северо-Восточного Китая было показано положение золоторудных поясов, районов, месторождений и рудопроявлений [25, 33, 34], что позволило охватить исходными материалами всю указанную площадь составляемой схемы золотоносности.

2. Оценка возможностей прогнозирования крупных золоторудных объектов на основе использования построенных схем и материалов о глубинном строении золотоносных территорий.

Оценка проводилась путем: а) учета данных о наиболее благоприятных структурно-формационных условиях проявления оруденения золото-серебряного типа и характеристик крупнообъемных золоторудных месторождений медно-золото-молибден-порфирового типа, б) определения характеристик глубинного строения наиболее перспективных на золото крупных рудоносных структур Дальнего Востока.

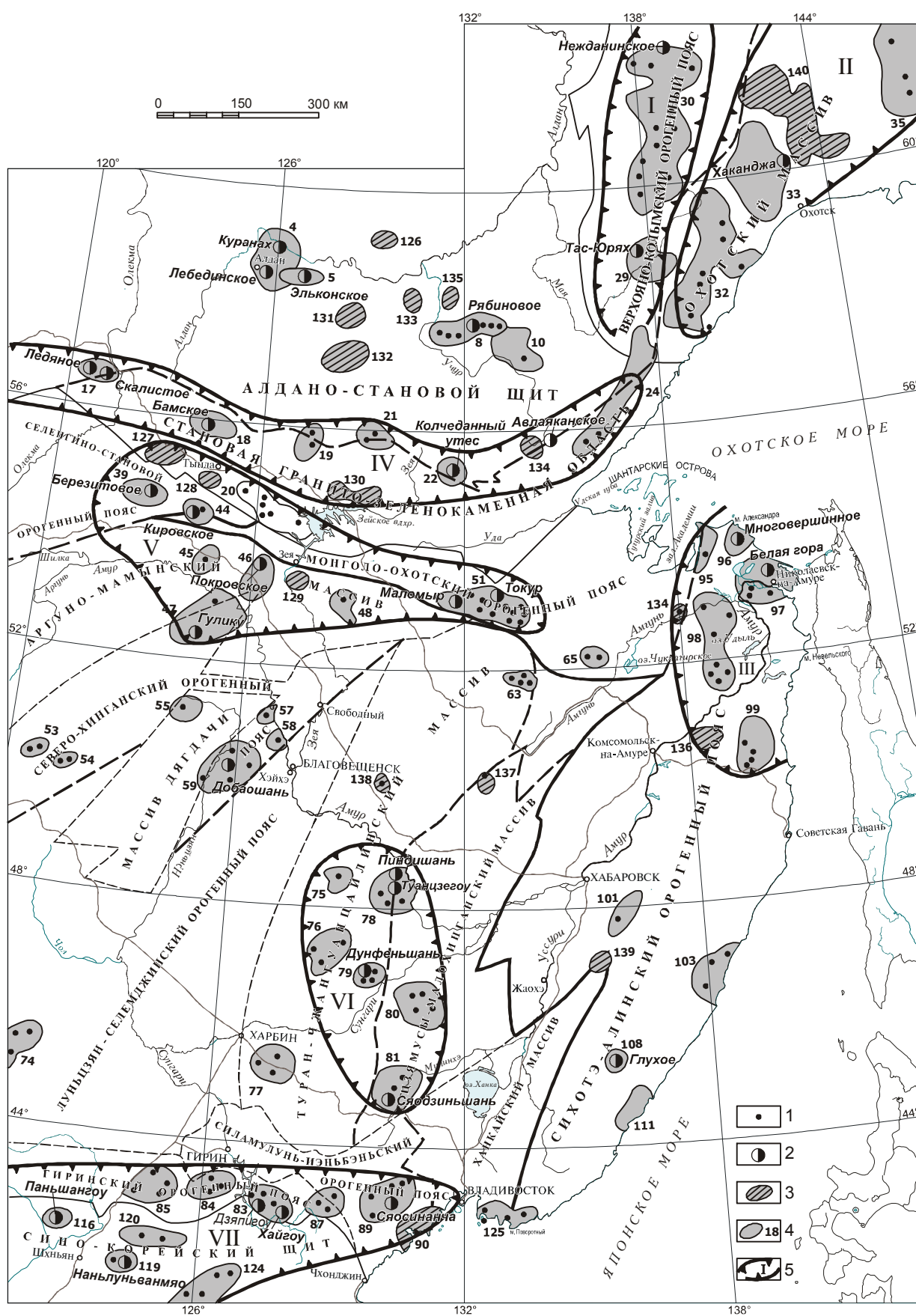
В последнем случае анализировались карты и схемы тектонического и металлогенического районирования, мощности и типов земной коры и литосферы, плотностные, скоростные, геоэлектрические, магнитные и комплексные модели и глубинные разрезы литосферы. По ним было проведено сопоставление позиции ряда известных крупных рудных районов [14, 25]. Поскольку размеры последних часто несопоставимы с размерами глубинных неоднородностей, была использована методика выделения совокупностей сближенных рудных районов и золотоносных поясов, сопоставимых с глубинными неоднородностями. Такие совокупности получили название глубинных рудоносных структур. Главным их отличием явилось то, что они не всегда объединяют разновозрастные и монометалльные объекты, но, как правило, включают крупные месторождения эндогенных полезных ископаемых.

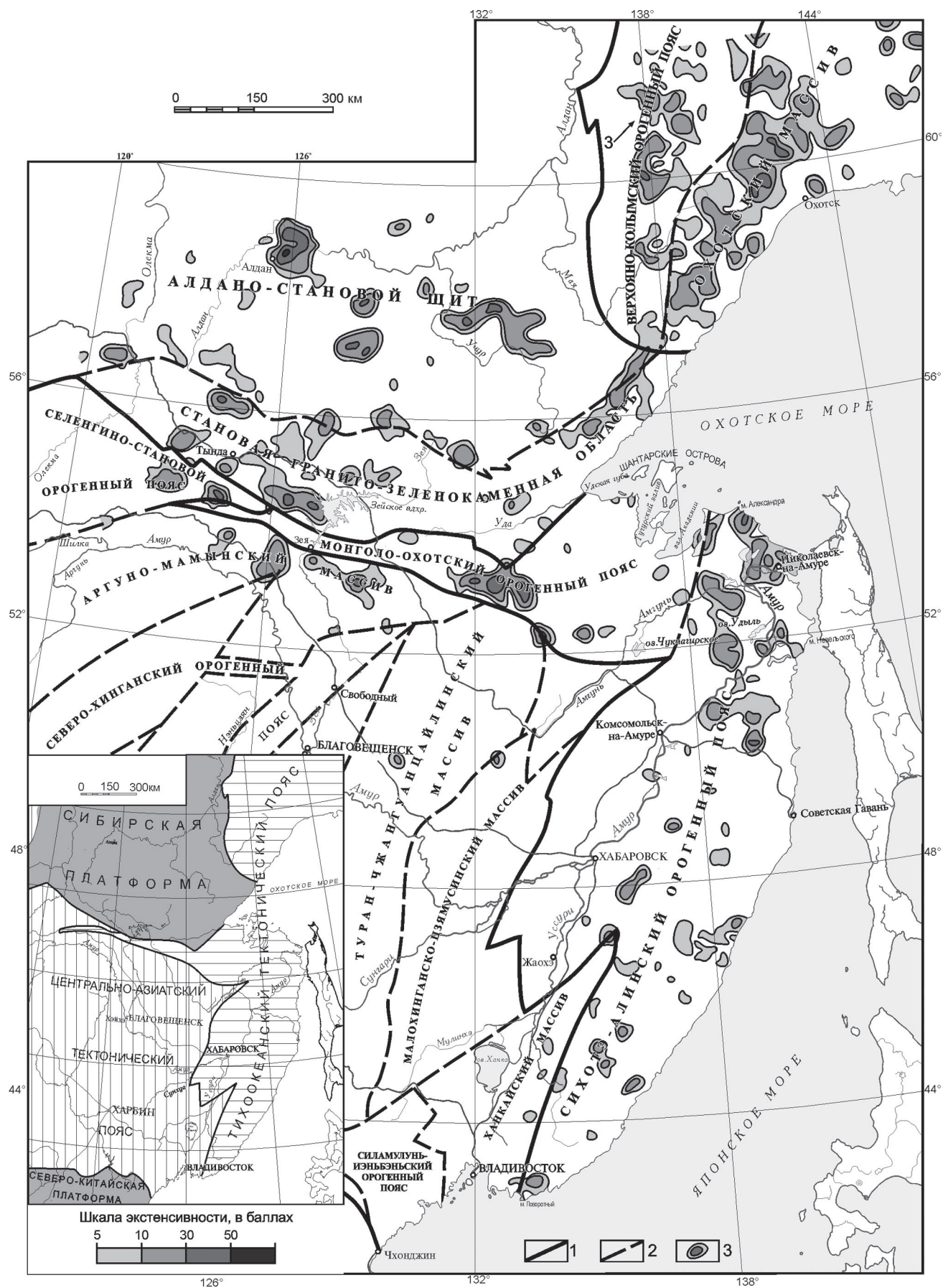
РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

1. На рассматриваемую территорию России и Китая составлена схема золотоносности, на которой выделены: а) золоторудные пояса, б) золоторудные районы и зоны, в) потенциально золотоносные площади, г) промышленные месторождения золота,

Рис. 1. Схема золотоносности юга Дальнего Востока России и Северо-Восточного Китая.

1 – мелкие месторождения и рудопроявления; 2 – крупные и средние месторождения, их названия; 3 – потенциально золотоносные площади, их номера по табл. 1; 4 – золоторудные районы и металлогенические зоны, их номера по табл. 1 и 2; 5 – золоторудные пояса: I – Аллах-Юньский, II – Охотский, III – Нижне-Амурский, IV – Джугджуро-Становой, V – Селемджа-Тукурингрский, VI – Турано-Муданьцзянский, VII – Северо-Китайский.





д) мелкие месторождения и перспективные рудопроявления (рис. 1).

В качестве тектонической основы использована упрощенная тектоническая схема [25] масштаба 1:5 000 000, на которой выделены Центрально-Азиатский и Тихоокеанский пояса, Алдано-Становой и Сино-Корейский щиты (границы первого ранга), орогенные пояса и массивы-микроконтиненты (границы второго ранга).

2. Систематизированы данные о золоторудных районах российского Дальнего Востока (табл. 1) и районах Северо-Восточного Китая (табл. 2).

Возраст золоторудных районов варьирует от архея до кайнозоя. Древнее золотое оруденение ассоциирует с архейско-протерозойскими образованиями [25, 33, 34]. Минерализация позднего протерозоя-рифей связана с глубинными разломами корового и мантийного заложения Алдано-Станового и Сино-Корейского щитов.

Большинство известных золоторудных месторождений, сосредоточенных в структурах Центрально-Азиатского тектонического пояса, имеют возраст от палеозоя до мезозоя [25, 34]. На российской территории (Алдано-Становой щит, Тихоокеанский тектонический пояс) золотое оруденение преимущественно представлено месторождениями мезозоя и кайнозоя: от триасово-юрского и юрско-мелового до мелового и мел-палеогенового возраста [6, 17, 18, 25].

Всего на представленной схеме золотоносности (рис. 1) выделено 7 золоторудных поясов, 60 золоторудных районов и зон и 15 потенциально перспективных площадей, различающихся по сочетанию полезных компонентов.

Ниже дается геолого-геофизическая характеристика выделенных золоторудных поясов.

Аллах-Юньский золоторудный пояс локализован в южном замыкании Верхояно-Колымского орогенного пояса. В рамках представленной карты протяженность пояса – 600 км, при ширине до 200 км.

Пояс сложен рифейскими, венд-кембрийскими и верхнекаменноугольно-среднеюрскими терригенными толщами. Магматические образования пред-

ставлены крупными многофазными плутонами, а также штоками, дайками и субвулканическими телами мезозойского возраста.

Оруденение относится к золото-кварцевому типу с серебром в минерализованных зонах дробления. Здесь выявлено 120 золоторудных проявлений, 16 месторождений золота, в том числе крупнейшее на Дальнем Востоке Нежданинское золото-сульфидно-кварцевое месторождение [24]. Промышленная золотоносность связана с интрузиями раннемеловых гранитоидов внешней зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса.

Золото локализуется в 1) минерализованных зонах смятия, дробления с опережающими кварцевыми жилами и 2) в стратиформных золото-кварцевых залежах (Дуэт, Юр, Тас-Юрях).

Мощность основного рудного тела на Нежданинском месторождении – 40–50 м. По простиранию рудная зона прослежена на 5 км, по падению на 1,5 км.

Особенностью месторождения является участие в рудообразовании углеродистого вещества. Запасы золота – 481,4 т.

Мощность земной коры Аллах-Юньского пояса в данном районе – 36–38 км, мощность литосферы – 100–120 км, магнитное поле отрицательное, вызванное наличием графита в породах. Пояс пересекает сейсмический профиль р. Вилюй–р. Улья. Л.И. Брянским [2] построена сейсмогравитационная модель по профилю. Для пояса характерно аномально низкое значение градиента плотности в земной коре, указывающее на наличие зон пониженной плотности в ней. Верхи мантии также имеют пониженную плотность.

Охотский золоторудный пояс включает Ульяновскую и Куйдусунскую вулканогенные зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса, локализованные в пределах Охотского докембрийского массива (микроконтинента).

Зоны сложены вулканогенно-терригенными (J_3-K_1), базальт-андезит-риолитовыми (K_{1-2}) толщами и прорывающими их гранитоидами. Протяженность пояса – 500 км, при ширине от 50 до 300 км.

Рис. 2. Схема экстенсивности золотого оруденения юга Дальнего Востока России.

1–2 – границы: Сибирской и Северо-Китайской платформ, Центрально-Азиатского, Тихоокеанского тектонических поясов (1); орогенных поясов, микроконтинентов-массивов (2); 3 – аномалии экстенсивности золотого оруденения в изолиниях.

Другие условные обозначения см. на рис. 2.

Таблица 1. Золоторудные районы российского Дальнего Востока.

№ [25]	Название	Характеристика оруденения		Основные месторождения и рудопроявления	Аномалии экстен- сивности в баллах
		Ведущие элементы	Воз- раст		
1	2	3	4	5	6
1. Золоторудные районы (РР) и металлогенические зоны (МЗ)					
4	Центрально-Алданский РР	Au	J ₃ -K ₁	<i>Куранах, Лебединское</i>	30–50
5	Эльконский РР	U, Au	J ₃ -K ₁	<i>Эльконское</i>	10–30
8	Кет-Капская МЗ	Au	J ₃ -K ₁	<i>Рябиновое, Клин, Аляска, Скарновое, Чагдана и др.</i>	10–30
10	Омнинский РР	Au	J ₃ -K ₁	Томптоканское	10–30
17	Ледянский РР	Au	J ₃ -K ₁	<i>Ледяное, Скалистое</i>	5–10
18	Апсакан-Нагорненский РР	Au (Ag)	J ₃ -K ₁	<i>Бамское</i>	10–30
19	Андреевский РР	Au	J ₃ -K ₁	Андреевское, Петровское	5–10
20	Дамбукинская МЗ	Au (Ag)	PR-R ₁	Иннокентьевское, Золотая Гора, Перевальное, Новая Аляска, Успенское и др.	10–30
21	Верхне-Токкский РР	Au (Ag)	J ₃ -K ₁	Бадис, Дывок	5–10
22	Верхне-Купуринский РР	Au	J ₃ -K ₁	<i>Колчеданный Утес</i>	5–10
24	Преджугджурская МЗ	Au (Ag)	K ₂ -P	Авляканское, Етара, Киранканское	5–10
29	Челасино-Малтанская МЗ	Au	J ₃ -K ₁	<i>Тас-Юрях, Малютка</i>	10–30
30	Аллах-Юньская МЗ	Au	J ₃ -K ₁	<i>Нежданское, Тальниковое, Бутарское, Золотое, Задержное, Юр, Некур, Пик, Дуэт и др.</i>	10–30
32	Ульинская МЗ	Au (Ag)	K ₂ -P	Юрьевское, Гыргыканское, Тукчинское, Красивое, Кюликлинское, Кварцевое, Чачика и др.	10–30
33	Хаканджинский РР	Au (Ag)	K ₂ -P	<i>Хаканджинское</i>	10–30
35	Тенькинский РР (Кулу-Янская МЗ)	Au (Ag)	K ₂ -P	Павлик, Омчакское	10–30
39	Сергачинский РР	Au (Ag)	J ₃ -K ₁	<i>Березитовое, Колоктикан</i>	5–10
44	Соловьевский РР	Au (Ag)	J ₃ -K ₁	<i>Кировское, Перевальное</i>	10–30
45	Талданский РР	Au (Ag)	K ₁	Буриндинское	5–10
46	Покровский РР	Au (Ag)	K ₁	<i>Покровское, Пионер, Боргуликан и др.</i>	5–10
48	Октябрьский РР	Au	K ₁	Октябрьское	10–30
51	Верхне-Селемджинская МЗ	Au	T-J	<i>Маломыр, Токур, Ленинское, Афанасьевское, Ворошиловское, Сагурское, Ясенское, Казанское и др.</i>	10–30
63	Ниманский РР	Au	T-J	Петровское, Лысогорское, Жильное, Буровое	10–30
65	Кербинский РР	Au (Ag)	K ₂	Кербинское, Токоланское	5–10
95	Джунский РР	Au	K ₂	Турчик	5–10
96	Многовершинный РР	Au (Ag)	K ₂	<i>Многовершинное</i>	10–30
97	Николаевская МЗ	Au (Ag)	K ₂ -P	<i>Белая Гора, Бухтянка, Дыльма, Дыльма-2</i>	10–30
98	Пильда-Лимурийская МЗ	Au	K ₂	Албазинское, Октябрьское, Покровско-Троицкое, Учаминское, Агние-Афанасьевское, Дяппе и др.	10–30
99	Верхне-Тумнинский РР	Au	K ₂	Зимовьевское, Оемку, Молодежное, Джегдаг	10–30
101	Анной-Мухенская МЗ	Au (Ag)	K ₂ -P	Дурминское	5–10
103	Светло-Самаргинская МЗ	Au (Ag)	K ₂ -P	Салют, Ягодное, Приморское	5–10
108	Колумбе-Малиновская МЗ	Au	K ₂ -P	<i>Глухое, Благодатное</i>	5–10
125	Находкинская МЗ	Au	K ₂	Криничное, Аскольд, Порожистое, Славянское, Прогресс	5–10

Примечание. Крупные и средние месторождения выделены курсивом. Номера рудных районов и золотоносных площадей см. на рис. 2

Таблица 1. (Продолжение).

1	2	3	4	5	6
II. Потенциально золотоносные площади (ЗП)					
126	Оноконская ЗП	Au	J ₃ -K ₁		5–10
127	Одолгинская ЗП	Au	PR-R		5–10
128	Джелтулакская ЗП	Au	J ₃ -K ₁		5–10
129	Умлеканская ЗП	Au	K ₁		5–10
130	Бомнакская ЗП	Au (Ag)	J ₃ -K ₁		5–10
131	Тыркандинская ЗП	Au	J ₃ -K ₁		10–30
132	Ломамская ЗП	Au	J ₃ -K ₁		10–30
133	Мегюсканская ЗП	Au	PR-R		5–10
134	Нижне-Ульбанская ЗП	Au (Ag)	K ₂		5–10
135	Нижнеучурская ЗП	Au (Ag)	J ₃ -K ₁		5–10
136	Тумнинская ЗП	Cu, Mo (Au)	K ₂ -P		5–10
137	Тырминская ЗП	Au (Ag)	PZ ₂₋₃	Ноннинское	5–10
138	Нижнебурейская ЗП	Au (Ag)	K ₁ -K ₂	Прогнозное	5–10
139	Дурминская ЗП	Au (Ag)	K ₂		5–10
140	Куйдусунская ЗП	Au (Ag)	K ₂ -P		5–10

Таблица 2. Золоторудные районы Северо-Восточного Китая.

№	Название	Характеристика оруденения		Основные месторождения и рудопроявления
		ведущие элементы	возраст	
47	Сидино	Au (Cu)	MZ	Гулику, Фулахан
53	Иген-Сергала	Cu (Fe, Au)	PZ ₂	Иген, Шахуэйяо
54	Миюань-Хэ	Cu (Au)	MZ	Миюань-Хэ, Бао-Цун
55	Хуан-Юй	Pb, Zn (Au)	PZ ₂	Хуан-Юй
57	Хуан Хэ	Au	MZ	Бридж, Хуан Хэ
58	Хон-Едя	Au	MZ	Хон Едя
59	Добаошань	Cu (Au, Mo)	PZ ₂	Добаошань Санкуангоу
74	Мень-Таолегай	Cu (Pb, Zn, Au, Ag)	MZ	Лян-Хуашань, Мень-Таолегай, Будунхуа
75	Цуй-Хоншань	Pb, Zn (Mo, Au)	PZ ₂	Цуй-Хоншань
76	Ер-Гу	Pb, Zn (Au)	PZ ₂	Сяо-Силинь, Ер-Гу, Да-Анхэ
77	Байминь-Удаолин	Cu (Mo, Au)	PZ ₂ , MZ	Удаолин, Байлин, Гонпензи
78	Туаньцзегоу	Au	MZ	Туаньцзегоу, Пиндишань, Лиан Чжушань, Ду Цзяхэ
79	Дун Фэнь	Au	MZ	Дунфэньшань
80	Лао Цуо Шань	Au	AR, MZ	Меньцзеган, Лаоцуошань, Сифантай
81	Сяодиншань	Au	T-J	Сяо-Диншань, Пинган
83	Цзяпигоу-Хайгоу	Au	AR, MZ	Цзяпигоу, Хайгоу, Ердаодианзи
84	Дахишань-Синлигун	Cu (Mo, Au)	MZ	Синлигун, Чин-Цзин
85	Дадинзишань	Au (Cu, Pb, Zn)	MZ	Ер-Даолин, Шань-Мень, Тахэ
87	Тянь-Баошань	Cu (Pb, Zn, Au)	PZ ₂ -MZ	Тиан-Баошань, Нон-Пинь, Ци-Вайгоу
89	Хунь-Цунь	Au	MZ	Сяо-Синанча, Цивейгоу, Ду-Хианлинь, Яндингоу
116	Джао-Дегоу	Au	AR, MZ	Паньшангоу, Джао-Дегоу, Яндингоу
119	Хон-Тоушань-Сядобао	Au	AR	Наньлунванмяо, Вандзедагоу, Сядобао, Дуан-Хуан
120	Гоуинэндиэнзе-Гуанменьшань	Au (Pb, Zn)	AR	Дандзигуо, Ванзи, Гоухайдианзи
124	Нанца-Дализи	Au	AR, MZ	Линцзян, Сица, Цао-Гоу, Нанца

Примечание. Номера рудных районов см. на рис. 2. Крупные и средние месторождения выделены курсивом.

Золото-серебряное оруденение находится в парагенетической связи с интрузиями диорит-монцит-гранодиоритовой формации.

В поясе установлено 213 проявлений золото-серебряной минерализации, 116 проявлений золото-кварцевой и золото-сульфидной, в том числе крупное Хаканджинское золото-серебряное месторождение, средние и мелкие Юрьевское, Юровское и Тукчинское золото-кварцевое месторождения.

Золото-серебряное Хаканджинское месторождение залегает в брекчированных и окварцованных субвулканических риолитах. В настоящее время отрабатывается.

Мощность земной коры Охотского пояса – 40–44 км, мощность литосферы – 80–100 км. Гравитационное поле пониженное, является краевой южной частью Куйдусунского регионального минимума. Магнитное поле знакопеременное повышенное, имеются отрицательные аномалии значительной интенсивности, связанные с отрицательной остаточной намагниченностью вулканитов андезитового состава.

Нижне-Амурский золоторудный пояс расположен в северо-восточной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена, наложенного на юрско-меловые осадочные образования Сихотэ-Алинского орогенного пояса. Пояс вытянут в северо-восточном направлении на 450 км при ширине до 250 км и характеризуется разнообразной золотоносностью. Металлогению пояса определяют позднемеловой, раннепалеогеновый и эоцен-миоценовый магматизм.

Золотое оруденение относится преимущественно к золото-серебряной формации, подчиненное значение также имеют месторождения и рудопроявления золото-сульфидной формации [18].

Месторождения локализуются в локальных интрузивно-вулканических структурах и малых интрузиях диорит-гранодиоритовой формации (месторождения Многовершинное, Холанское, Дыльменское). Иногда золотое оруденение сосредоточено в неках и околожерловых фациях кислых эффузивов (Белая Гора). Возраст месторождений позднемеловой–палеогеновый.

Мелкие месторождения Албазинское, Октябрьское, Покровско-Троицкое, Агние-Афанасьевское относятся к золото-кварцевой формации.

Мощность земной коры Нижне-Амурского пояса – 33–35 км, мощность литосферы – 100–120 км, гравитационный максимум, магнитное поле знакопеременное и повышенное на вулканитах. Пояс четко выделяется высокими значениями сейсмических скоростей в подошве литосферы (8,20–8,25 км/сек) и низкими температурами на поверхности мантии

(300–400° С). Золоторудный пояс пересекает сейсмический профиль мыс Невельского – Олекма – Рубцовск, по которому нами построен плотностной разрез [25]. На разрезе видно, что рудному поясу отвечает слабое понижение плотности в литосферной мантии 3,27 г/см³ на фоне 3,29–3,30 г/см³ при высокой плотности в земной коре и в верхней части астеносферы, соответственно, 2,90 и 3,26 г/см³. Контрастное выделение пояса в геофизических аномалиях земной коры и мантии и его характер предполагают существование в литосфере остывшего плюма.

Джугджуро-Становой золоторудный пояс находится в сочленении Алданской гранулит-гнейсовой и Становой гранит-зеленокаменной областей, граница между которыми проходит по Джугджуро-Становому глубинному разлому. Протяженность пояса – более 1200 км, при ширине 100–150 км. Разлом контролирует Предджугджурский вулканогенный прогиб на востоке и отдельные локальные вулканические центры на западе пояса.

Позднемезозойские золоторудные районы – Лебянский, Верхне-Сутамский, Апсакано-Нагорненский и Верхнекупуринский – включают большинство известных золоторудных проявлений (138 из 200), в том числе все месторождения. Развитию золотого, золото-серебряного оруденения мелового возраста предшествовало формирование трахиандезит-дацитовых и трахиандезит-риолитовых вулканоструктур, последующее внедрение малообъемных интрузий гранодиорит- и гранит-порфиров, а на заключительной стадии – дайкового комплекса гранитов и лампрофиров. Возраст интрузий и даек – 127–117 млн лет.

Из общего числа (более 200) мезозойских золоторудных объектов 170 золото-кварцевых, 30 золото-серебряных и 6 золото-сульфидных. Промышленным является месторождение Бамское. Оно относится предположительно к золото-порфировой формации золото-серебряных руд.

На уровне перспективных рудопроявлений в восточной части Джугджуро-Станового золотоносного пояса Л.П. Карсаковым выделяются позднеархейско-раннепротерозойские рудные объекты (проявления Западное, Егоконга, Овланджа).

На рудопроявлении Западном установлено 8 пологопадающих (до 250) тел серицит-графитовых кварцитов мощностью 0,5–8 м, локализованных в полосе шириной 60 м.

Максимальные содержания золота в рудах – 68,5 г/т. В архейских метаморфических образованиях в 25 км к юго-западу от рудопроявления Западного расположено проявление золота Егоконга с содержанием золота 3–5 г/т.

В зеленокаменных поясах Батомгской области слюдяные сланцы и низкотемпературные диафториты заражены золотом, в них встречаются кварцевые жилы с содержанием золота до 1–3 г/т (проявление Овланджа).

Выявление докембрийских концентраций золота в восточной части Алдано-Станового щита имеет важное металлогеническое значение. То, что докембрийские концентрации золота здесь существуют, подтверждено поисковыми работами в зоне субширотного Толукского разлома в краевой части Учуро-Майской впадины, выполненной рифейскими осадочными породами. Золото концентрируется в метасоматитах пирит-кварц-гидросерицит-адулярового состава. Возраст гидросерицита из метасоматитов зоны Rb-Sr методом определен в 1185 ± 35 млн лет (определение ВСЕГЕИ).

Мощность земной коры Джугджуро-Станового пояса в пределах Алдано-Станового щита – 44–45 км, а на крайнем востоке – 38–42 км. Мощность литосферы на западе – 120–180 км, а на востоке – 80–100 км. Пояс контролируется положением Южно-Становой гравитационной ступени, которая также приходится на осевую часть полосы мезозойских гранитоидов. Становой глубинный разлом трассируется цепочкой гравитационных локальных максимумов, отвечающих выходам глубинных гранулитов [25]. Золоторудный пояс пересекает сейсмический профиль Джалинда – Улу, по которому нами построен плотностной разрез литосферы [22]. На плотностном разрезе литосферы пояс располагается на стыке блоков литосферной мантии: на юге – плотного, на севере – пониженной плотности. Здесь же выделяется сложный сквозьлитосферный разлом, в земной коре совпадающий с полого наклоненным на север Желтулакским разломом, а в верхней мантии круто падающим на юг.

Селемджа-Тукурингский золоторудный пояс шириной 100–300 км и протяженностью 900 км охватывает Монголо-Охотский орогенный пояс, юго-восточное замыкание Селенгино-Станового пояса и пограничные с ними периферийные части Алдано-Станового щита, Аргуно-Мамынского и Туран-Чжангуанцайлинского массивов.

В докембрийских породах Становой гранит-зеленокаменной области Алдано-Станового щита выявлено восемь небольших месторождений золота, в том числе Золотая Гора, Успенское, Перевальное, Новая Аляска золото-кварцевой формации, отнесенных к раннепротерозойской металлогенической эпохе [17].

В Селенгино-Становом орогенном поясе, в Сергачинском рудном районе выявлено среднее по мас-

штабам Березитовое золото-полиметаллическое месторождение с запасами золота 42,3 т.

Непосредственно в Монголо-Охотском орогенном поясе выделены Соловьевский рудный район и Верхне-Селемджинская металлогеническая зона.

В Соловьевском рудном районе к числу комплексных золоторудных объектов относится Кировское месторождение, связанное с монцонит-диорит-гранодиоритовой интрузией, прорванной множеством дорудных даек. Интрузия располагается в терригенных молассоидах верхней юры–нижнего мела. Различаются мало- и умеренно сульфидные тела. Высокие содержания золота и серебра отмечаются в участках с висмутовой и медной минерализацией.

В Верхне-Селемджинском районе распространены месторождения и рудопроявления метаморфогенно-гидротермального генезиса в палеозойских, метаморфизованных до зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, породах.

Геология и минералогия рудных объектов однотипная. Все они сосредоточены в апикальных частях большей частью куполовидных структур палеозойских толщ.

Во многих рудных полях распространены дайки диабазовых и диоритовых порфиритов юрского возраста, штоки и дайки пострудных диоритов и монцодиоритов.

Большинство месторождений являются малыми (Инаглинское, Афанасьевское, Харгинское). Исключение составляет Токурское месторождение, запасы которого достигают первых десятков тонн золота.

В Аргуно-Мамынском массиве золоторудные месторождения располагаются в вулкано-интрузивных структурах купольного типа. Здесь выделяются Покровский рудный район с месторождениями Покровское и Пионер, Сидино в Китае с крупным месторождением Гулику, Октябрьский с месторождением Октябрьским и Талданский с месторождением Буринда. Золотое оруденение относится к золото-серебряной, золото-кварцевой формациям. Выявлено месторождение золото-медно-молибденовой порфировой формации (Боргуликанское).

Селемджа-Тукурингский рудный пояс располагается на стыке разнородных структур в сложной обстановке коллизии Амурского супертеррейна и Алдано-Станового щита, о чем свидетельствуют надвиги как на щит, так и на складчатые пояса [20]. Мощность земной коры в рудном поясе меняется от 44–45 на севере до 40–42 км на юге. Мощность литосферы сокращена до 80–100 км. Последнее связано с субширотной полосой поднятий астеносферы [22]. В гравитационном поле четко выделяется Южно-Туку-

рингский разлом цепочкой локальных максимумов пиканских габброидов. Поскольку габброиды слабо магнитны в связи с высокой магнезиальностью их состава, в магнитном поле Монголо-Охотский орогенный пояс здесь фиксируется отрицательной намагниченностью. Золоторудный пояс пересечен двумя сейсмическими профилями: Джалинда – Улу (МОВЗ) и Тында – Амурзет (ГСЗ-МОВЗ), по которым нами выполнено сейсмогравитационное моделирование [15, 22]. Наибольший интерес представляет второй профиль, проходящий через Покровский золоторудный район [15]. Последний фиксируется астеносферным поднятием с пониженной плотностью в нем, в литосферной мантии плотность повышена, а ее распределение в земной коре в целом пониженное и конформно астеносферному поднятию. Геодинамическая природа плотностного разреза близка модели мантийного диапиризма.

Турано-Муданьцзянский золоторудный пояс протягивается в меридиональном направлении (130° в.д.) вдоль западной границы Цзямусы-Малохинганского массива (микроконтинента) и прерывистых выходов каледонид Илань-Муданьцзянского орогенного пояса. Здесь же проходит полоса каледонских, герцинских и яньшаньских гранитоидов. Золотоносный пояс выделен еще в 1928 г. Э.Э. Анертом, но был представлен только россыпными месторождениями. Золоторудный пояс ограничен с запада Муданьцзянским, а с востока Тунцзян-Мулинским разломами. Его ширина – 150–250 км. На территории Китая пояс прослеживается более чем на 500 км, а на территории России – более 200 км. Золотоносными в рудном поясе являются докембрийские метаморфические породы, мезозойские вулканы, герцинские и яньшаньские граниты и гранит-порфиры.

В рудном поясе сосредоточены около 10 крупных и средних месторождений и более 200 мелких и рудопроявлений. Золотая минерализация проявилась в докембрии, в герцинское время, но главной эпохой золотой минерализации была яньшаньская. Типы золотоносности разные. Самое крупное месторождение Туаньцзегоу (80 т) относится к золото-порфировому низкотемпературному субвулканическому типу. Главные рудные минералы: золото, электрум, пирит, марказит. Оно контролируется разломом ЗСЗ направления, оперяющим разлом ССВ простирания, и Ула-гэйской впадиной, выполненной меловыми вулканами кислого состава. Рудные тела локализуются на пересечениях разломов СЗ и ССВ простирания. Возраст вмещающих пород – мезозойский, возраст рудной минерализации – позднемезозойский.

Месторождение Дунфэншань локализовано внутри крупного блока докембрийских пород (слан-

цы, кварциты, мраморы), прорванных герцинскими гранитами. Золотая минерализация сосредоточена в подошве пачки метаморфических пород. Возраст минерализации считается позднепалеозойским.

Месторождение Сяоцзиньшань залегает в осадочных породах верхней юры угленосной впадины. Фундамент впадины сложен гнейсами машаньской серии архея, характеризующимися повышенным содержанием золота. Рудная минерализация локализована в подошве базальных конгломератов угленосной юрской толщи.

На карте мощности земной коры Турано-Муданьцзянский пояс отмечается прерывистой зоной повышенного градиента мощности, обрамляющей с востока субмеридиональную полосу земной коры мощностью 36–40 км. Этой полосе отвечает цепочка минимумов гравитационного поля, а гравитационная ступень соответствует Муданьцзянскому разлому [36]. Достаточно уверенно картируется структура пояса в аномальном магнитном поле. В нем выделяется субмеридиональная цепочка магнитных аномалий, отвечающих массивам палеозойских, преимущественно герцинских гранитоидов. Западное обрамление этой полосы соответствует Муданьцзянскому разлому. Мощность литосферы пояса дифференцирована: на юге – сокращена до 60 км, на севере – утолщена до 120 км. Элементы субмеридиональной ориентировки особенно четко просматриваются на юге и хуже – на севере пояса.

Турано-Муданьцзянский золоторудный пояс пересекается геотрансектом Маньчжурия – Суйфэнхэ в районе г. Муданьцзян вблизи месторождения Сяоцзиньшань. На построенном плотностном разрезе литосферы поясу отвечает достаточно четкая структура мантийного диапиризма [25]. Она выражена (снизу вверх) подъемом кровли астеносферы, пониженной плотностью в литосферной мантии, в земной коре плотность дифференцирована.

Северо-Китайский золоторудный пояс охватывает северную краевую часть Северо-Китайской платформы, Внутренне-Монгольскую ось (континентальную окраину платформы) и Гиринский [25] (Ондоро-Сумский) каледонский орогенный пояс. Ширина пояса – 200–300 км, протяженность – более 1500 км. Месторождения золота установлены главным образом на окраине платформы, но частично и в складчатом обрамлении. Большинство месторождений залегают в метаморфическом фундаменте платформы. Отмечается высокая насыщенность золотом метаморфических пород. Среди метаморфических пород выделяются вулканогенно-осадочные образования архея высокой степени метаморфизма амфиболитовой и гранулитовой фаций и неоархейские

(Утайская группа) вулканогенно-осадочные породы от амфиболитовой до зеленосланцевой фаций с гранитоидами этого же возраста. Слабо метаморфизованные протерозойские породы (группа Хутао) залегают в краевых прогибах [35]. Неоархейские и протерозойские породы формируют метаморфические гранит-зеленокаменные пояса, а архейские – пояса глубоко метаморфизованных пород [35]. Существует мнение [30], что две трети месторождений золота связаны с гранит-зеленокаменными поясами, а одна треть – с глубоко метаморфизованными. Тем не менее, четкого разделения этих поясов, по-видимому, пока не существует. Примером этому может служить отнесение месторождений золота Хадамэнгоу и Цзиньчангю одними исследователями к гранит-зеленокаменным поясам [35], другими – к глубинным гранулитам [30].

Начиная со среднего протерозоя, Северо-Китайский пояс подвергся интенсивным геодинамическим преобразованиям дивергентного (континентальный рифтогенез), конвергентного (каледонская коллизия и аккреция) и сдвигового (в индосинии – субширотные сдвиги, в яньшаньское время – северо-восточные по разломам системы Танлу) типа. Соответственно этим геодинамическим обстановкам выделены эпиконтинентальные металлогенические системы: дивергентного, конвергентного и сдвигового типов [31]. Определены главные металлогенические (золоторудные) эпохи: архей-протерозойская, каледонско-герцинская и яньшаньская.

В Северо-Китайском золоторудном поясе установлены десятки крупных и средних по запасам месторождений золота. Возраст минерализации – от архея до позднего мезозоя, но все они находятся в метаморфических комплексах с повышенной золотоносностью.

Наиболее крупным является месторождение Цзяпигоу (150 т) золото-сульфидного типа. Месторождение расположено на северо-восточной окраине золоторудного пояса в архейских породах Аньшаньского гранит-зеленокаменного пояса в зоне разлома ЗСЗ простираения правосдвиговой природы. В этой зоне находятся также месторождения золота Хайгоу и Цзинчэндун. Разлом Цзяпигоу пересечен разломами системы Танлу СВ простираения, по которым происходили более молодые левосторонние смещения золоторудной зоны.

К северо-востоку от этой зоны в аккреционных комплексах герцинского обрамления локализовано месторождение золота Сяосинанча, медно-золотое порфирового типа. Возраст рудной минерализации позднепалеозойский.

Намечается возрастная зональность в размещении месторождений Северо-Китайского золоторудного пояса. На востоке пояса преобладают месторождения с минерализацией мезозойского возраста, на западе – палеозойского и докембрийского. Но при этом не исключены месторождения золота иной датировки в зонах.

Глубинная структура региона в значительной мере определяется крупной сквозьлитосферной аномалией – Дахинган-Тайхан-Улинской гравитационной ступенью, с которой связано распределение золотоносности [32]. Эта структура контролирует положение значительной части Северо-Китайского золоторудного пояса.

С юга ступень пересекает Северо-Китайскую платформу вдоль хребта Тайхан и проходит параллельно системе грабенов Шаньси. На северной окраине платформы гравитационная ступень испытывает резкий субширотный изгиб, в который вписывается Северо-Китайский золоторудный пояс. На картах мощности земной коры и литосферы отмечается общее субширотное простираение изолиний до разлома Танлу, который также отмечается слабой ступенью на всех указанных картах. Мощность земной коры и литосферы к востоку от хр. Тайхан понижена, составляет, соответственно, 32–35 и 100–60 км. На плотностных срезах литосферы [25] рассмотренная структура платформы и золоторудного пояса фиксируется и в земной коре (распределение средней плотности), и в литосферной мантии, и в литосфере в целом [25]. Наряду с субширотными ориентировками в глубинной структуре пояса распространены СВ и редко СЗ направления, связанные с глубинными разломами.

Северо-Китайский золоторудный пояс пересечен геотрансектом Дун Учжимцин – Дунгоу, по которому нами выполнено сейсмогравитационное моделирование и построен плотностной разрез литосферы [22]. Это пересечение примерно соответствует положению золоторудных районов Паньшаньгоу, Цинченци и Цзиньчангю. На плотностном разрезе отмечается подъем кровли астеносферы с понижением ее плотности и плотности литосферной мантии. Плотностная структура земной коры сложная, но в целом средняя плотность земной коры повышена. Рассмотренная модель нами связывается с проявлением мантийного диапиризма.

Кроме золоторудных поясов, на территории российского Дальнего Востока и Северо-Восточного Китая выделено несколько обособленных крупных золоторудных районов большой промышленной значимости. Одним из таких районов является Цент-

рально-Алданский на Алдано-Становом щите. Он связан с ареалом позднемезозойского субщелочного и щелочного магматизма в Центральной части щита. В Центрально-Алданском районе доминируют три типа рудных месторождений, образующих самостоятельные крупные рудные поля: золото-урановый эльконский, золоторудный лебединский и полигенный золоторудный куранахский. Запасы золота в районе 1000 т. Часть месторождений отработано (например, Лебединское), другие (эльконские) в силу различных причин законсервированы и доразведываются. Общий рудный потенциал Центрально-Алданского района еще далеко не исчерпан, его перспективы как на золото, так и на уран оцениваются очень высоко [9].

Центрально-Алданская рудоносная (золото-урановая) структура характеризуется утолщенной корой (44–46 км) и литосферой, но располагается в зоне градиентного изменения мощности последней – 120–160 км. Скорость продольных волн в подошве литосферы высокая – 8,25 км/сек, а температура на поверхности Мохо низкая – 300–400° С (данные по Эльконскому району не опубликованы, хотя температура в отдельных скважинах высокая). В гравитационном поле западная часть структуры отмечается Якоутским минимумом 30 мГл, а эльконская – его осложнением меньшей интенсивности. По данным В.А. Абрамова [1], глубинное строение района представлено “воронкообразной” структурой глубиной до 140 км, которой соответствует высокоомное тело, пронизанное электропроводящими вставками, отвечающими Куранахскому, Лебединскому и Эльконскому рудным полям.

Медно-золото-порфировое месторождение Добаошань включается в золотоносный район Хумахэ-Фабержэ на границе с Амуро-Зейской впадиной на территории России. В нем распространены главным образом россыпные месторождения золота.

В тектоническом отношении месторождение Добаошань находится на стыке каледонид Северо-Хинганского орогенного пояса с герцинидами Луньцзян-Селемджинского (Дахинганского) пояса. Район сложен осадочными и вулканогенно-осадочными породами ордовика, девона, карбона, которые прорваны позднепалеозойскими гранитоидами. В гранодиоритовом массиве локализованы рудные тела. Вмещающие породы изменены в результате многостадийной гидротермальной деятельности. Золото- и серебросодержащими минералами являются борнит и халькопирит. Запасы меди составляют 2,73 млн т, молибдена – 80 тыс. т, золота – 73 т, серебра – 1000 т [33].

Район месторождения Добаошань в структуре земной коры отвечает краевой восточной части зоны

градиентов СВ простирания рельефа ее подошвы (33–36 км) и трансрегиональной Дахинган-Тайхан-Улинской гравитационной ступени (Дахинганское звено). Магнитное поле знакопеременное, наблюдается пересечение аномалий СВ и субширотной ориентировки. Структура рельефа подошвы литосферы также градиентная – 110–130 км, но ориентировка изопакит – СЗ. Скорость продольных сейсмических волн в подошве литосферы высокая – 8,20 км/сек, а температура на поверхности Мохо низкая – 300–400° С. Геотермические аномалии – субширотные. На глубинных срезах распределения средних значений плотности земной коры, литосферной мантии и литосферы наблюдается градиентное изменение плотности, ориентировка изолиний СВ. Следовательно, район месторождения Добаошань располагается в глубинной структуре на пересечении ее элементов СВ и СЗ, субширотного простирания.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сравнительное изучение полученных данных показывает, что на территории Дальнего Востока России количество золото-серебряных рудных объектов по официальным данным намного превышает аналогичный показатель для Северо-Восточного Китая. Тем не менее, на территории Северо-Восточного Китая в последние годы обнаружено крупное золото-серебряное месторождение Гулику в вулканитах раннего мела на севере Большого Хингана. Рудные тела здесь залегают как в вулканитах, так и в породах докембрийского фундамента Аргуно-Мамынского массива [37].

Месторождение Гулику находится вблизи Покровского рудного района, расположенного в пределах того же Аргуно-Мамынского массива в сходной геологической обстановке, что позволяет надеяться на обнаружение и здесь золото-серебряного оруденения в породах фундамента. Оба этих объекта включены нами в Селемджа-Тукурингский золоторудный пояс, к характерным особенностям которого относится преобладание золото-серебряной минерализации позднемезозойского возраста. Исключением является Верхне-Селемджинская зона, в которой наряду с раннемезозойской золотоносностью присутствует наложенная позднемезозойская [19].

К золоторудным поясам с золото-серебряной эпитептермальной минерализацией относятся также Нижне-Амурский и Охотский. Они располагаются в мезозойско-кайнозойских вулканогенно-плутоногенных поясах, соответственно, Восточно-Сихотэ-Алинском и Охотско-Чукотском, и отличаются от других золоторудных поясов этого типа наиболее молодой

золото-серебряной минерализацией поздний мел–палеогенового возраста.

Фундаментом вулканитов Охотского рудного пояса служат метаморфические породы Охотского докембрийского массива, а в Нижне-Амурском – Сихотэ-Алинский мезозойский орогенный пояс. Тем не менее, глубинное строение и геофизические характеристики Нижне-Амурского района, как было показано выше, резко отличаются от остальной территории Сихотэ-Алинского орогена. По своим глубинным и петрохимическим характеристикам Нижне-Амурский рудный пояс связывается нами с остывшим мантийным плюмом [5, 14].

Два протяженных золоторудных пояса располагаются соответственно на Алдано-Становом и Сино-Корейском щитах. Первый, Джугджуро-Становой, протягивается внутри Становой гранит-зеленокаменной области, где наряду с породами амфиболитовой фации распространены крупные блоки глубинных гранулитов. Пояс контролируется Становым глубинным разломом. Второй пояс находится на северной окраине Сино-Корейского щита в полосе субширотных глубинных разломов Внутренне-Монгольской оси. В отличие от Становой гранит-зеленокаменной области, на рассматриваемой территории Сино-Корейского щита четкое разделение глубинных гранулитов и гранит-зеленокаменных пород по составу затруднено. В Джугджуро-Становом поясе золоторудные месторождения позднемезозойского возраста расположены в экзоконтакте мезозойских гранитоидов и вулканитов с породами амфиболитовой и гранулитовой фаций докембрийского фундамента.

Турано-Муданьцзянский золоторудный пояс локализован в зоне Муданьцзянского субмеридионального глубинного разлома, ограничивающего с запада массив Цзямусы. Продолжением Муданьцзянского разлома на территории России можно считать Западно-Туранский разлом, в районе которого известно месторождение Прогнозное и ряд рудопроявлений. В связи с закрытостью площади породами осадочного чехла мезозоя-кайнозоя остаются неопределенными предполагаемые площади этого пояса на территории России.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сравнительный анализ золотоносности юга Дальнего Востока России и Северо-Восточного Китая позволил установить как определенные черты сходства в размещении и типах месторождений золота, так и различия. При этом установленные различия в значительной степени могут быть обусловлены

недостаточной изученностью этих территорий, а не только спецификой их проявления. Такая ситуация предопределяет возможность обнаружения новых типов золоторудных объектов для районов России и Китая.

Основные выводы сводятся к следующим позициям:

1. Выделено 7 золоторудных поясов (Аллах-Юньский, Охотский, Нижне-Амурский, Джугджуро-Становой, Селемджа-Тукурингрский, Турано-Муданьцзянский, Северо-Китайский) и 2 крупные обособленные рудоносные структуры (Центрально-Алданская, Добаошаньская), благоприятные для обнаружения крупных месторождений золота и сопутствующей минерализации, в том числе нового для них типа.

2. Дана глубинная геолого-геофизическая характеристика золоторудных поясов и крупных рудоносных структур. Наиболее четкими признаками их размещения являются трансрегиональные и региональные гравитационные ступени литосферного уровня (Дахинган-Тайхан-Улинская, Охотско-Чукотская, Южно-Становая, Восточно-Сихотэалинская, Турано-Муданьцзянская), структуры мантийного диапиризма и плюмовой тектоники (Центрально-Алданская, Нижне-Амурская, Покровская, Сяоцзиншаньская, Северо-Китайская).

3. Показана целесообразность поисков крупных месторождений золота на территории России медно-молибден-золото-порфирового и золото-порфирового палеозойского (Добаошань) и мезозойского (Туаньцзегоу) типов, на территории Китая – эпитермальных золото-серебряных. Как в России, так и в Китае необходимо усилить работы по изучению золотоносности протоплатформенных чехлов и зон докембрийских структурно-стратиграфических несогласий (месторождений типа Тарква, Олимпик-Дам).

Работа выполнена в рамках проекта ДВО РАН 06-1-ОНЗ 113 и интеграционного ДВО РАН–СО РАН проекта 06-II-CO-08-029

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамов В.А. Глубинное строение Центрально-Алданского района. Владивосток: Дальнаука, 1995. 178 с.
2. Брянский Л.И. Плотностная структура земной коры и верхов мантии восточной окраины Азиатского континента. Владивосток: Дальнаука, 1995. 140 с.
3. Буряк В.А., Бакулин Ю.И. Металлогения золота. Владивосток: Дальнаука, 1998. 399 с.
4. Волков А.В. Закономерности размещения и условия формирования золоторудных месторождений в зонах тектономагматической активизации Северо-Востока России // Геол. рудных месторождений. 2005. Т. 47, № 3. С. 211–230.

5. Володькова Т.В. Аномалии отношений радиоактивных элементов и природа рудной минерализации Приамурья // Тихоокеан. геология. 2006. Т. 25, №4. С. 54–68.
6. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. В 2^х кн. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.
7. Змиевский Ю.П. Состояние, проблемы и основные пути реализации прогнозно-минерагенического потенциала Хабаровского края // Руды и металлы. 2005. № 5. С. 61–63.
8. Казанский В.И., Яновский В.М. Сопоставление мезозойских золоторудных районов Сино-Корейского и Алдано-Станового щитов // Геология руд. месторождений. 1996. Т. 32, № 3. С. 298–303.
9. Казанский В.И. Уникальный Центрально-Алданский золото-урановый рудный район (Россия) // Геология руд. месторождений. 2004. Т. 46, № 3. С. 195–211.
10. Карпузов А.Ф. Региональные аспекты международного приграничного сотрудничества в сфере недропользования // Рудогенез и металлогения Востока Азии: Материалы конф. Якутск: СО РАН, 2006. С. 25–26.
11. Карсаков Л.П., Романовский Н.П., Малышев Ю.Ф., Бакулин Ю.И. Золотоносность Северо-Восточного Китая в связи с перспективами российского Приамурья // Добыча золота. Проблемы и перспективы: Докл. семинара. Хабаровск: ХНЦ ДВО РАН, 1997. Т. III. С. 408–414.
12. Кривцов А.И. Глобальная минерально-сырьевая обеспеченность в XXI веке – количественные оценки // Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на пороге XXI века. СПб: ВСЕГЕИ, 2001. С. 27–31.
13. Крюков В.Г. Состояние и перспективы добычи золота на Дальнем Востоке // Добыча золота. Проблемы и перспективы: Докл. семинара. Хабаровск: ХНЦ ДВО РАН, 1997. Т. I. С. 3–12.
14. Малышев Ю.Ф., Горошко М.В., Родионов С.М., Романовский Н.П. Глубинное строение и перспективы поисков крупных и сверхкрупных рудных месторождений на Дальнем Востоке // Крупные и сверхкрупные месторождения: размещение и условия формирования. М.: ИГЕМ РАН, 2004. С. 423–430.
15. Малышев Ю.Ф., Подгорный В.Я. Глубинное строение структур сочленения Амурской и Евразийской плит // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли: Материалы совещ. тектонич. комитета. М.: ГЕОС, 2006. Т. 1. С. 406–410.
16. Мельников В.Д. Аномалии золотоносности Верхнего Приамурья: Автореф. дисс.... д-ра геол.-минер. наук. Владивосток: ДВГИ, 1995, 58 с.
17. Металлогения Дальнего Востока России. Хабаровск: ДВИМС, 2000. 226 с.
18. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 1996, 352 с.
19. Парада С.Г. Условия формирования и золотоносность черносланцевых комплексов Амуро-Охотской складчатой области: Автореф. дисс.... д-ра геол.-минер. наук. Ростов-на-Дону: РГУ, 2004. 48 с.
20. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
21. Подгорный В.Я., Малышев Ю.Ф. Послойное плотностное моделирование литосферы (на примере геотраверса Дун Учжучусинь – Дунгоу, Восточный Китай) // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 4. С. 93–106.
22. Подгорный В.Я., Малышев Ю.Ф. Плотностное строение литосферы Алдано-Станового щита // Геофизич. журнал. 2006. Т. 28, № 1. С. 68–81.
23. Рундквист Д.В., Кравченко С.М. Промышленные концентрации металлов в литосфере // Геология руд. месторождений. 1996. Т. 32, № 3. С. 298–303.
24. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК “Наука / Интерпериодика”, 2001. 571 с.
25. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Владивосток – Хабаровск: ДВО РАН, 2005. 263 с.
26. Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока. М.: Наука, 1984, 200 с.
27. Чернышев И.В., Филимонова Л.Г., Чугаев А.В., Пушкарев Ю.Д. Источники рудного вещества Au-Ag-месторождения Дукат (Северо-Восток России) по результатам изучения изотопного состава Pb, Sr и Nd // Геология руд. месторождений. 2005. Т. 47, № 4. С. 299–314.
28. Эйриш Л.В. Металлогения золота Приамурья (Амурская область, Россия). Владивосток: Дальнаука, 2002. 189 с.
29. Эйриш Л.В. Металлогения золота Приморья (Приморский край, Россия). Хабаровск: ДВО РАН, 2003. 147 с.
30. Gan Chengfei. Gold Deposits in Archean High-Grade Metamorphic Terrains // Resource Geology Special Issue. 1993. N 15. P. 81–90.
31. Sun Zhongshi, Jiang Yanguo, Deng Jun et al. Characteristics of the Composite Metallogenic System along the Jilin Paleocentral Margin and the Evolution of the Continental Dynamic Regimes // Acta Geologica Sinica. 2004. V. 78, N 2. P. 571–582.
32. Wei Yongfu et al. Gold deposits of China. 1994. P. 27–40. (пер. с китайского).
33. Yang Ligiang, Deng Jun, Wang Jianguo et al. Control of Deep Tectonics on the Superlarge Deposits in China // Acta Geophys. Sinica. 2004. V.78, N 2. P. 355–367.
34. Y. Zhai, J. Deng. Outline of the mineral resources of China and their tectonic setting // Australian Journal of Earth Sciences. 1996. N 43. P. 673–685.
35. Zhai Yusheng, Deng Jun, Tang Zhongli et al. Metallogenic Systems on the Paleocentral Margin of the North China Craton // Acta Geologica Sinica. 2004. V. 78, N 2. P. 592–603.
36. Zhao Chunjin, Peng Yujing, Dang Zenghin et al. // Tectonic framework and crust evolution of Eastern Jilin and Heilongjiang provinces. 1996. 186 p. (на китайском)
37. Zhu Qun, Wang En-de, Li Zhi-tong, Yang Fang-lin. Stable isotope composition of Guliku gold (-silver) deposit // Geology and Resources. 2004. V. 13, N 1. P. 8–16.

N.P. Romanovsky, Yu.F. Malyshev, Duang Ruiyan, Zhu Cun, M.V. Goroshko, V.G. Gurovich

Gold potential of the southern Far East, Russia, and Northeast China

The study of the areas of gold occurrences in the Russian territory and neighboring China resulted in the suggested comparison of the features of distribution, types and scope of the gold deposits. Seven gold ore belts (Dzhugdzhur-Stanovoy, Allakh-Yun, Selemdzha-Tukuringra, Okhotsk, Nizhneamur, Turan-Mudanjiang, and North China), 60 ore districts and 15 areas promising for gold are distinguished. The analysis of the similarities and differences between the distinguished study subjects allows recommendations with respect to the intensification of the search for large gold deposits in Precambrian granite-greenstone areas and of the Paleozoic copper-gold-porphyry type in the Russian territory, and for Mesozoic epithermal gold-silver deposits in the Chinese territory.

Key words: gold potential, gold ore belts, prospective areas, deposits, Russian Far East, China.

О ФОРМАХ НАХОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА В РУДАХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НАТАЛКИНСКОЕ И МАЙСКОЕ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

А.В. Волков¹, А.Д. Генкин¹, В.И. Гончаров²

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва

²Владикавказский научный центр РАН и РСО-А, г. Владикавказ

В настоящей статье, помимо краткого геологического очерка, основное внимание уделено результатам изучения золотоносных сульфидов руд Наталкинского и Майского месторождений с использованием современных аналитических методов, таких как электронный зонд, нейтронно-активационный анализ, атомная абсорбция, метод индуктивно связанной плазмы, позволяющие определять состояние золота в рудных минералах. Для выяснения условий образования руд Наталкинского и Майского месторождений наряду с другими показателями проводился анализ изотопии серы в сульфидах. Полученные данные сопоставлены с более ранними результатами авторов и других исследователей.

Ключевые слова: невидимое золото, вкрапленные сульфиды, крупные месторождения, Северо-Восток России.

ВВЕДЕНИЕ

В многочисленных коренных месторождениях различного минерального состава золото находится в нескольких формах: в виде самородного золота, минералов золота и в рассеянной форме в тесной связи с сульфидами. Рассеянное в сульфидах золото одними исследователями считалось присутствующим в виде субмикроскопического или коллоидального размера частиц, другими – входящим в кристаллическую структуру сульфидов.

Н.В. Петровская в своей монографии “Самородное золото” [16] использовала понятие “тонкодисперсное золото”, к которому она относил частицы (но не атомы золота) размером от долей микрона до 10 микрон, и подчеркивала, что эта форма нахождения золота в эндогенных месторождениях является универсально распространенной.

Таким образом, понятие “невидимое золото” включает тонкодисперсное золото, не выявляемое оптическими методами, коллоидальное, кластерное и химически связанное золото в сульфидах.

В настоящее время выяснено, что невидимая форма нахождения золота во вкрапленных сульфидных рудах связана с мелкокристаллическим арсенопиритом и тонкозернистым пиритом. Наиболее высокие содержания невидимого золота установлены в игольчатом арсенопирите.

Присутствие невидимого золота в сульфидах придает рудам упорные свойства, затрудняя извлечение из них золота и исключая обычно используемое и цианидное выщелачивание. Поэтому данные по распределению невидимого золота в рудах и отдельных минералах имеют большую ценность для разработки рациональных схем обогащения руд. Проблема невидимого золота приобрела большое значение в связи с тем, что во многих странах месторождения вкрапленных золотых руд с упорными свойствами, обладающие большими запасами, являются основным источником золота.

Невидимому золоту в месторождениях посвящены многочисленные публикации [18, 24–26, 28 и др.]. В СССР тонкодисперсное золото (“невидимое”) в сульфидах изучалось в минералогической лаборатории ЦНИГРИ [5, 6 и др.]. В последние 15 лет исследования невидимого золота проводятся в секторе минералогии лаборатории геологии рудных месторождений ИГЕМ РАН.

Невидимое золото широко распространено в сульфидах как собственно золоторудных, так и колчеданных, медно-порфировых и медно-никелевых месторождений. Во многих мезотермальных месторождениях золото-сульфидных прожилково-вкрапленных руд с ограниченным развитием кварцевых жил невидимое золото преобладает.

ЭТАПЫ И СТАДИИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

По времени проявления и отношению к основному периоду рудоотложения в пределах *Наталкинского и Майского месторождений* выделяются дорудные, рудные и пострудные гидротермальные образования. К дорудным на обоих месторождениях относятся маломощные метаморфогенно-кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы.

Продуктивный этап рудообразования *Наталкинского месторождения* представлен тремя последовательными стадиями, которым отвечают разновременные минеральные ассоциации: арсенопирит-пиритовая с тонкодисперсным золотом, золото-полиметаллическая и золото-антимонит-кварцевая. Причем 70 % золота было отложено во вторую продуктивную стадию. Возрастные взаимоотношения между сульфидами ранней и поздней минеральных ассоциаций подтверждаются замещениями минералов первой минералами второй ассоциации [13]. Кристаллизация ранних сульфидов происходила в последовательности арсенопирит – пирит. В последнем отмечаются включения идиоморфных зерен арсенопирита, и тонкозернистые его агрегаты пятнами замещаются пиритом. Количественно преобладает арсенопирит, составляющий в среднем 2–6 % от массы вкрапленной руды. Среднее содержание пирита обычно не превышает 0,5–1%. Выделения арсенопирита характеризуются развитием кристаллографических форм и обладают отчетливыми признаками метакристаллов, ромбовидной и игольчатой формами. Пирит обычно образует кубические кристаллы. Расчеты показывают, что в сульфидах месторождения сосредоточено до 50 % всего золота. Однако в оконтуренных рудных телах доля золота в сульфидах не превышает 20–30 %, т.к. в них доминирует золото-полиметаллическая ассоциация, связанная с кварцевыми жилами и прожилковыми зонами. Кристаллизация самородного золота в кварцевых жилах выполнения и кварцевых прожилковых зонах относится к золото-полиметаллической стадии минералообразования.

Таким образом, интенсивная вкрапленная сульфидная минерализация рудных зон, обусловленная гидротермально-метасоматическими процессами, имела весьма важное значение в формировании *Наталкинского месторождения*. Гипертрофированное развитие вкрапленного оруденения ставит это месторождение, как и *Нежданинское*, в особое положение по сравнению с другими золото-кварцевыми месторождениями. По характеру вкрапленного сульфидного оруденения *Наталкинское месторождение* прибли-

жается к золото-сульфидным месторождениям вкрапленных руд, в которых практически все золото связано с вкрапленными сульфидами (типичный представитель – месторождение *Майское*).

В последние годы в рудах *Наталкинского месторождения* выявлена примесь Pt и Pd, наибольшие содержания которых пространственно приурочены к дайкам спессартитов, локализованным в структуре рудной зоны Участковая [9]. Не исключено, что платиноиды были сформированы в самостоятельный этап рудообразования.

В послерудный период на месторождении сформировались кварцевые, пирит-кварцевые и карбонатно-кварцевые прожилки.

Оруденение *Майского месторождения* формировалось в три основных этапа, последовательно сменявших друг друга: редкометалльный, золоторудный и сурьмяный [2]. Минеральные ассоциации, свойственные первому и второму этапам, отлагались в различных структурах и разобщены в пространстве. В ранний, редкометалльный этап формировались молибденит-кварцевые и вольфрамит-кварцевые прожилки, приуроченные к ореолу серицитолитов в центральной части месторождения. Установлено пересечение этих прожилков дайками лампрофиров [15], а вкрапленные золото-сульфидные руды являются наложенными по отношению ко всем магматическим образованиям месторождения. Вместе с тем, редкометалльное и золотое оруденение структурно и пространственно разобщены в пределах месторождения. При пересечении даек несколько сокращается мощность рудного тела и резко падает содержание золота. В этих местах в дайках развиваются прожилково-вкрапленные руды с крупнокристаллическим арсенопиритом, пиритом и антимонитом.

На *Майском месторождении*, как и *Наталкинском*, также устанавливаются две продуктивные минеральные ассоциации: более ранняя – пирит-арсенопиритовая с невидимым золотом и поздняя – кварц-полиметаллическая с микроскопическим золотом. Наличие последней в участках рудных тел определяет их сереброносность (до 700 г/т). В некоторых рудных телах эта минеральная ассоциация пользуется значительным распространением. В этих телах количество свободного золота достигает, по данным технологического опробования, 65–80 %, а пробность золота составляет 804–820.

В сурьмяный этап в рудных телах формировались кварц-антимонитовые жилы и прожилки, которые отчетливо пересекают и брекчируют ранние образования. В центральной части рудного тела 1 выявлена наиболее крупная кварц-антимонитовая жила,

размером по простиранию и падению более 100 м, мощность ее в раздувах достигает 1,5 м. Содержание золота и серебра в поздних антимонитовых рудах, как правило, коррелирует с содержанием этих металлов во вкрапленных пирит-арсенопиритовых рудах [19]. За пределами рудных тел кварц-антимонитовые жилы и прожилки обычно не содержат золота. Золото в кварц-антимонитовых рудах имеет довольно высокую пробыность – 920–950, довольно мелкого размера, комковатой формы. В этих рудах часто отмечается халькостит и ауристит. Встречаются три разновидности антимонита: игольчатый, крупнокристаллический и массивный чугуного облика. Часто на кварц-антимонитовые жилы накладывается более поздняя диккит-самородномышьяковая, иногда с кинварью и реальгаром минеральная ассоциация.

В рудных телах восточного фланга месторождения встречаются кварцевые прожилки, отличающиеся повышенной сереброносностью, обусловленной серебросодержащими минералами, типичными для золото-серебряного близповерхностного оруденения (аргентит, миаргирит, фрейбергит, электрум, пробыность 590–620).

Послерудные образования на месторождении представлены гипсо-карбонатной прожилковой минерализацией.

СТРУКТУРА РУД

Формирование руд Наталкинского и Майского месторождений – следствие интенсивного проявления процессов рассланцевания, дробления, будинирования и метасоматического замещения вмещающих пород, а также образования брекчий, жил и прожилков выполнения пустот и трещин.

На рис. 2 показаны два типа руд *Наталкинского месторождения*: основной золото-кварцевый прожилковый (рис. 2а, б) и вкрапленный золото-сульфидный (рис. 2в). Высокие содержания невидимого золота характерны для вкрапленного типа руд, который представлен черносланцевой породой, импрегнированной выделениями арсенопирита и пирита, местами с прожилками кварца (рис. 2в). В прожилковом типе руд арсенопирит и пирит образуют относительно крупные зерна в зальбандах и в самих кварцевых прожилках (рис. 3а). Для вкрапленного типа руд характерны выделения арсенопирита и пирита, располагающиеся часто вдоль плоскостей рассланцевания. Особенно это типично для более мелких зерен этих сульфидов (рис. 3б).

Известно, что месторождения золото-кварцевой формации, к которой многие исследователи относят и *Наталкинское*, характеризуются исключительно

убого-сульфидными кварцевыми жилами, выполняющими трещины скола или отрыва. Сульфиды в рудах этой формации не превышают 2–3 %. Однако часть рудных зон Наталкинского месторождения в противоположность многим месторождениям золото-кварцевой формации представляет пример заметной роли в рудообразовании вкрапленных золотоносных сульфидов, главным образом арсенопирита игольчатого облика и редко встречающегося пирита, импрегнирующих рассланцованные, смятые, будинированные породы в зонах динамометаморфизма. По нашим данным, содержание вкрапленных сульфидов в прожилково-вкрапленном типе руд обычно составляет 3–3,5 %, а местами превышает 6,1 % (рис. 2б, в).

На *Майском месторождении* первичные руды – прожилково-вкрапленные сульфидные (пирит, арсенопирит, антимонит). Строение типичных руд, на 90 % слагающих рудные тела, достаточно простое (рис. 4): темно-серые рассланцованные алевролиты, черные углисто-глинистые сланцы и мелкозернистые песчаники, местами слабо окварцованные, содержащие тонкую, иногда не видимую невооруженным глазом вкрапленность игольчатого арсенопирита и тонкозернистого пирита. Местами в этих рудах отмечается ранний метаморфогенный кварц, иногда они пересекаются поздними кварц-сульфидными и кварц-антимонитовыми прожилками и жилами. Обычно вкрапленные сульфиды не ассоциируют с кварцем (рис. 4). Содержание сульфидов в среднем составляет 6–8 % при заметном, в 2–3 раза, преобладании пирита (рис. 4а). Золото на 90 % присутствует в невидимой (тонкодисперсной) форме в пирите и арсенопирите. Наиболее обогащены золотоносным арсенопиритом черные углисто-глинистые сланцы (рис. 4б). Более сложное брекчиевое строение руд наблюдается крайне редко, главным образом в рудных столбах.

На поверхности и до глубины 80–100 м руды полностью или частично окислены. Среднее содержание золота в окисленных рудах – 22 г/т. Размеры выделений золота здесь – 0,01–0,1 мм, пробыность – 950 [2].

В результате проведенных технологических исследований установлено, что первичные и частично окисленные руды месторождения являются упорными. Попутно с золотом из них могут извлекаться сурьма, серебро и сера. Вредными примесями в рудах являются мышьяк и углеродистое вещество.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД

В *Наталкинском месторождении* главными рудными минералами являются арсенопирит, пирит, самородное золото, галенит, пирротин. Спорадичес-

ки встречаются шеелит, касситерит, ильменит, рутил, сфалерит, халькопирит, антимонит, электрум. Золото ассоциирует с кварцем и сульфидами. Размеры выделений золота колеблются от 0.2–0.5 до 2 мм, преобладает золото интерстициальной, губчатой и комковатой формы, его пробность – от 620 до 800, в среднем по месторождению – 750. Среди жильных минералов резко преобладает кварц, подчиненное значение имеют альбит, ортоклаз, адуляр (на верхних горизонтах месторождения), кальцит, анкерит, доломит, широко распространены серицит и хлорит.

В Майском месторождении минеральный состав руд представлен значительно большим по сравнению с Наталкинским месторождением числом минералов. В статье Н.С. Бортникова и др. [1] в рудах Майского месторождения отмечается более 60-ти гипогенных минералов.

Главные минералы рудных тел представлены арсенопиритом, пиритом, антимонитом, серицитом, кварцем, гидромусковитом, диккитом, каолинитом. В зоне окисления главными минералами являются лимонит, ярозит, скородит, валентинит.

ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА В РУДАХ НАТАЛКИНСКОГО И МАЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенные выше данные по минеральному составу руд показывают, что золото присутствует в них в двух формах: в виде самородного золота и золотоносных сульфидов, преимущественно арсенопирита.

Состав арсенопирита и содержание в нем золота изучались на рентгеноспектральном микроанализаторе “Самебах-Мисго”. Условия анализа: напряжение – 20 кВ, время счета – 10 с, при определении Au – 100 с. Пределы обнаружения для Au – 0.005 мас. %, для остальных элементов – 0.02 мас. % (аналитик А.И. Цепин (ИГЕМ РАН)). Кроме того, содержание золота определялось в монофракциях арсенопирита атомно-абсорбционным и ИСП методами, а в отдельных кристаллах методом инструментального нейтронно-активационного анализа. Последний обладает высокой чувствительностью, позволяющей определять содержание золота в мельчайших зернах арсенопирита и пирита весом до нескольких микрограмм. В использовавшейся в ИГЕМ РАН методике отдельные зерна сульфидов размером до 30–70 мкм взвешивались на микроаналитических весах и заделывались в полиэтиленовую пленку. Для активации полиэтиленовые пакетики заворачивались в фильтровальную бумагу и алюминиевую фольгу. Таким же образом поступают с пробами стандартов. Пробы активировались 17 часов в реакторе потоком нейтронов. Используемая для анализов гамма-линия и время

охлаждения после активации составляли для ^{197}Au соответственно 412 (КеV) и от 8 до 10 дней. Анализ нескольких индивидуальных зерен из одной и той же навески позволял получить представление о вариации содержаний золота в отдельных зернах.

Наталкинское месторождение. Арсенопирит анализировался в трех образцах, отобранных по зоне «Участковая» на горизонте 650 м. Два образца (Н-1 и Н-2) представляли типичные для месторождения бедные прожилковые руды, в которых черные сланцы пересекают редкие субпараллельные кварцевые прожилки мощностью 0.3–1.0 см. Содержание игольчатого и короткопризматического арсенопирита, разбитого в зальбандах прожилков, по данным сканирования аншлифов, составило в них 2.6 и 1.7 %, соответственно (рис. 2). Образец Н-3 практически не содержал кварцевых прожилков, однако количество вкрапленного игольчатого арсенопирита, по данным сканирования двух аншлифов, составило 4.3. и 6.1 % (рис. 2б).

Содержание золота, определенное микрорентгеноспектральным методом в арсенопирите из образцов Н-1 и Н-2, из 20 замеров в Н-1 установлено в 6 зернах (140–220 г/т), а в Н-2 из 19 замеров определено в 8 точках (110–310 г/т), в Н-3 из 37 замеров определено в 14 зернах (150–470 г/т). Только в трех зернах арсенопирита из четырнадцати (Н-3) содержания золота составили 400, 440 и 470 г/т (табл. 1). В образце вкрапленных руд (Н-3) установлен нестехиометрический состав арсенопирита с преобладанием серы над мышьяком (табл. 1).

Методом нейтронно-активационного анализа в кристаллах арсенопирита из образцов Н-1 и Н-2 обнаружены содержания золота 18.75 и 94.65 г/т, соответственно, а в арсенопирите (Н-3) – 482.6 г/т. В монофракции арсенопирита из образца Н-3 содержания золота, определенные атомно-абсорбционным методом, составили 470 г/т, а методом ИСП – 460 г/т.

Таким образом, высокие содержания золота, по данным микрорентгеноспектрального анализа в арсенопирите вкрапленных руд Наталкинского месторождения (табл. 1), были подтверждены результатами определений нейтронно-активационным, атомно-абсорбционным и ИСП методами.

Майское месторождение. Арсенопирит анализировался из образцов вкрапленных руд и монофракций из концентратов двух малых технологических проб по рудному телу № 1 (рис. 4, 5).

В арсенопирите Майского месторождения содержания золота, определенные микрорентгеноспектральным методом, составили от 0 до 1100 г/т (среднее по 10 зернам – 320 г/т). В пяти зернах содержание находится в диапазоне от 500 до 600 г/т (табл. 1).

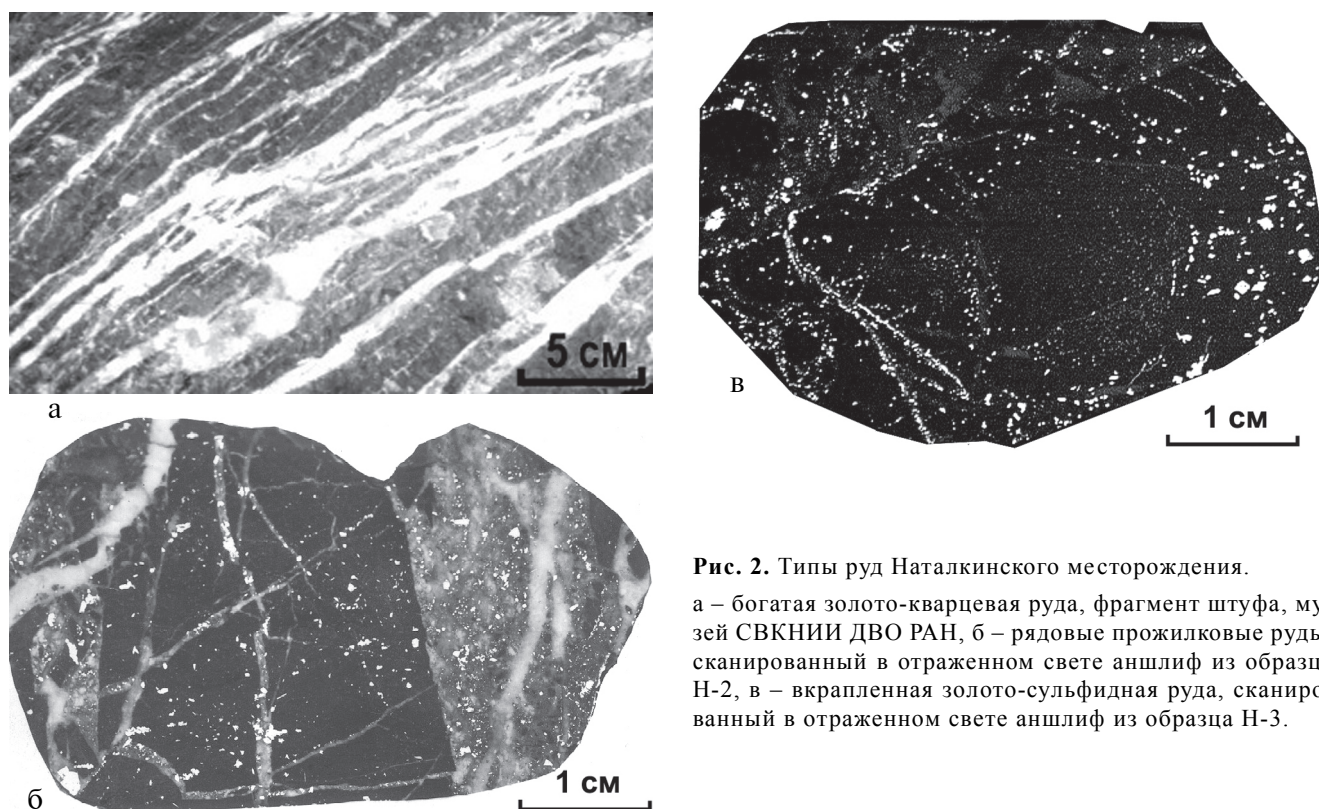


Рис. 2. Типы руд Наталкинского месторождения.

а – богатая золото-кварцевая руда, фрагмент штуфа, музей СВКНИИ ДВО РАН, б – рядовые прожилковые руды, сканированный в отраженном свете аншлиф из образца Н-2, в – вкрапленная золото-сульфидная руда, сканированный в отраженном свете аншлиф из образца Н-3.

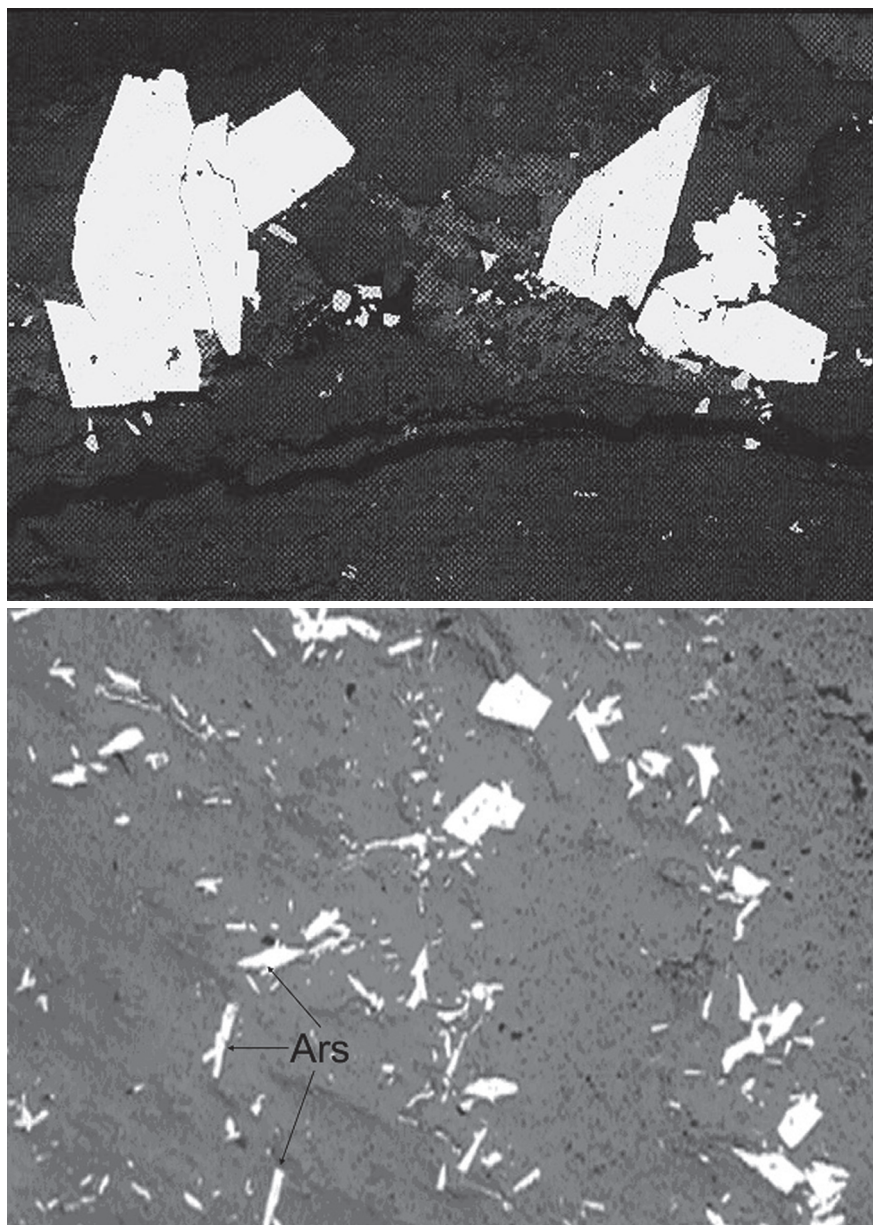
Таблица 1. Состав арсенопирита Майского и Наталкинского месторождений по данным микрорентгеноспектрального анализа.

№	Fe, (ат.%)	As, (ат.%)	S, (ат.%)	Co, (ат.%)	Sb, (ат.%)	Ag, (мас.%)	Au, (мас.%)	S/As	Сумма
Майское месторождение									
1	31.72	30.76	37.35	0.03	0.16	0.010	0.110	1.21	100.02
2	32.11	29.62	38.04	0.00	0.23	0.002	0.050	1.28	100.00
3	31.92	29.64	38.36	0.02	0.08	0.001	0.053	1.29	100.01
4	31.83	30.25	37.88	0.02	0.03	0.000	0.060	1.25	100.01
5	31.67	30.53	37.71	0.06	0.07	0.005	0.060	1.24	100.05
Наталкинское месторождение									
1	38.57	27.62	33.79	0.03	0.01	0.008	0.047	1.22	100.02
2	37.94	27.20	34.86	0.00	0.00	0.005	0.023	1.28	100.00
3	36.82	27.23	35.95	0.00	0.00	0.004	0.040	1.32	100.00
4	37.22	27.53	35.25	0.00	0.00	0.010	0.014	1.28	100.00
5	36.66	27.82	35.52	0.01	0.00	0.000	0.044	1.28	100.01
6	35.14	27.57	37.25	0.00	0.03	0.000	0.019	1.35	100.00
7	32.85	32.63	34.52	0.00	0.00	0.008	0.026	1.06	100.00
8	32.82	32.62	34.55	0.00	0.00	0.001	0.031	1.06	100.00
9	32.76	32.64	34.60	0.01	0.00	0.006	0.022	1.06	100.00

Примечание. Анализы выполнены на рентгеноспектральном микроанализаторе «Camebax-Micro». Условия анализа: напряжение – 20 кВ, время счета – 10 с, при определении Au – 100 с. Пределы обнаружения для Au – 0.005 мас. %, для остальных элементов 0.02 мас. %. Аналитик А.И. Цепин (ИГЕМ РАН).

Размер зерен арсенопирита, в которых определялось золото, варьировал от 20×25 до 25×150 микрон. Содержание основных компонентов в арсенопирите выявляет его нестехиометрический состав с преобладанием серы над мышьяком (табл. 1). Методом нейт-

ронно-активационного анализа в четырех зернах арсенопирита определены следующие содержания золота: 300; 482.6; 794.5; 1685; 1975 г/т, которые подтверждают определения, сделанные микрорентгеноспектральным методом.



а

б

Рис. 3. Арсенопирит руд Наталкинского месторождения.

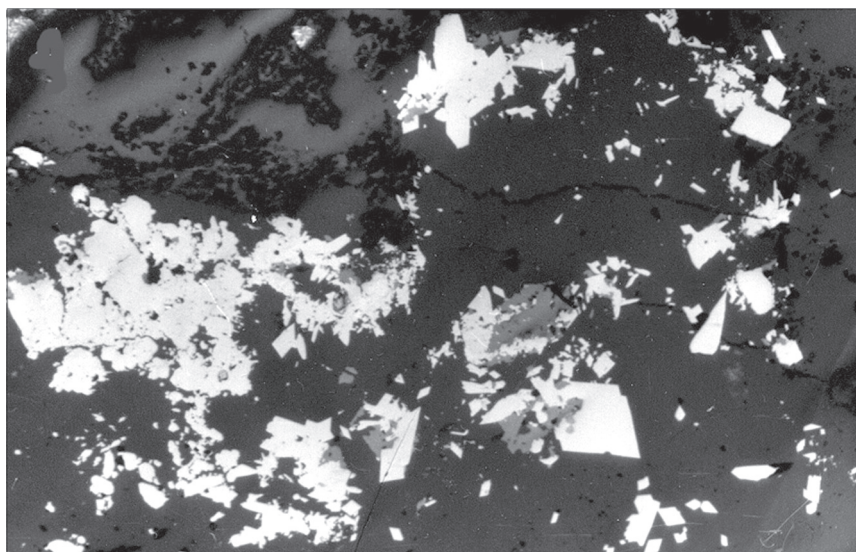
а – крупнозернистый арсенопирит в кварцевом прожилке, аншлиф Н-2, ув. 40; б – вкрапленный игольчатый высокозолотоносный арсенопирит, аншлиф Н-3, ув. 40.

По данным Ю.И. Новожилова и А.М. Гаврилова [15], содержание золота в сульфидах первичных руд Майского месторождения в среднем составляет: в пирите – 60 г/т, в арсенопирите – 660 г/т.

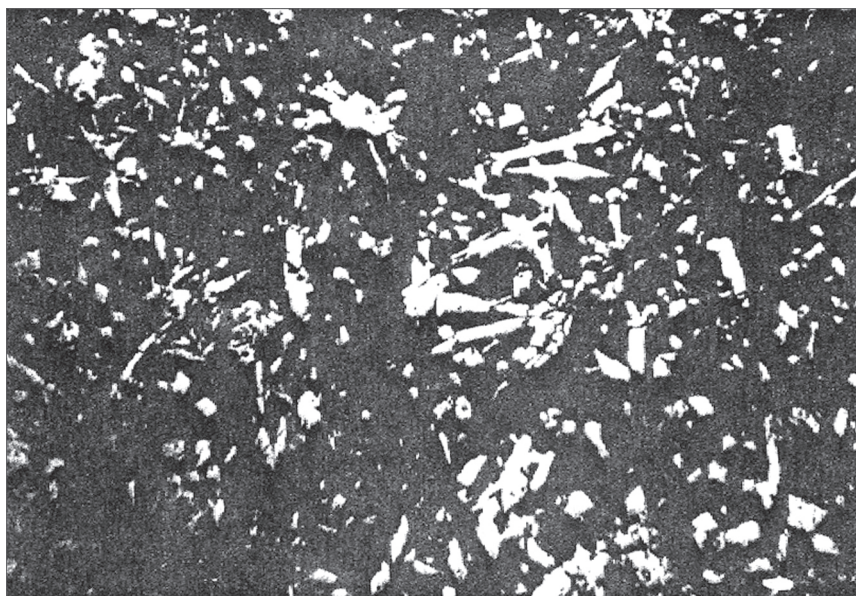
По данным микрорентгеноспектрального сканирования пирита Майского месторождения, высокие содержания мышьяка приурочены к периферии метакристаллов и образуют тонкую кайму вокруг них. По данным фотоэлектронной спектроскопии, именно к этим узким каемкам (1–4 микрона) метакристаллов в рудах Карлина приурочены высокие содержания наночастиц золота и сурьмы [23]. Содержание золота в пирите вкрапленных руд Майского месторождения оказалось ниже уровня обнаружения

на электронном зонде. Однако отмеченная особенность указывает на сходство условий формирования майских и карлинских руд.

В результате микрорентгеноспектрального изучения и нейтронно-активационного анализа выявлены аналогии в составе арсенопирита Майского и Наталкинского месторождений (табл. 1): высокие величины серно-мышьякового отношения (1.28–1.35), высокая золотоносность, (Майское – 500–1100 г/т, Наталкинское – 140–470 г/т), высокая примесь сурьмы (Майское – 0.07–0.53 %, Наталкинское – 0.01–0.07 %). Содержания главных компонентов арсенопирита (Fe, As, S), по данным микрорентгеноспектрального анализа, свидетельствуют о его нестехио-



а



б

Рис. 4. Типы руд Майского месторождения.

а – рядовые вкрапленные руды р.т.1 – выделения игольчатого золотосодержащего арсенопирита и тонкозернистого мышьяковистого пирита в алевролите (ув. 50); б – длиннопризматический (игольчатый) арсенопирит в обломке черных углисто-глинистых сланцев из кварцевой брекчии, богатое рудное гнездо в р.т.1, штрек 1-ю, рассечка 17-в (ув. 50).

метрическом составе как в Наталкинском, так и в Майском месторождении (табл. 1). При 19.7 % серы для стехиометрического состава, в Наталкинском месторождении содержание серы оказалось до 23.22 %, а в Майском – до 24.66 %.

Таким образом, в арсенопирите этих месторождений обнаружено явное преобладание серы над мышьяком. Максимальную золотоносность имеют арсенопириты с наиболее высоким серно-мышьяковым отношением. Такой же “сернистый” арсенопирит был установлен ранее в месторождениях Нежданинское, Олимпиада и Ведуга в Енисейском крыже (табл. 2).

Из таблицы 2 видно, что в отличие от золото-кварцевых и золото-редкометалльных месторождений, где состав арсенопиритов жильных и прожилковых руд близок к стехиометрическому ($S/As - 0.9-1.14$), высокозолотоносные арсенопириты вкраплен-

ных руд золото-сульфидных месторождений имеют нестехиометрический состав ($S/As - 1.21-1.35$). Необходимо отметить, что арсенопириты разных типов руд Наталкинское месторождения, как и Нежданинское, также отличаются по составу и отношению серы к мышьяку (табл. 2). Выявленные отличия свидетельствуют о разных условиях образования жильных и вкрапленных руд на этих месторождениях.

Следует заметить, что в мире встречаются месторождения со значительно более высоким содержанием золота в арсенопирите [8]. Наиболее высокие содержания обнаружены в месторождениях Ле Шантеле и Виллеранж (Франция) – 12000–13000 г/т – и в месторождении Конгресс (Канада) – 13000 г/т. Однако эти месторождения характеризуется высоким отношением мышьяка к сере [2], что может свидетельствовать о метаморфизме руд.

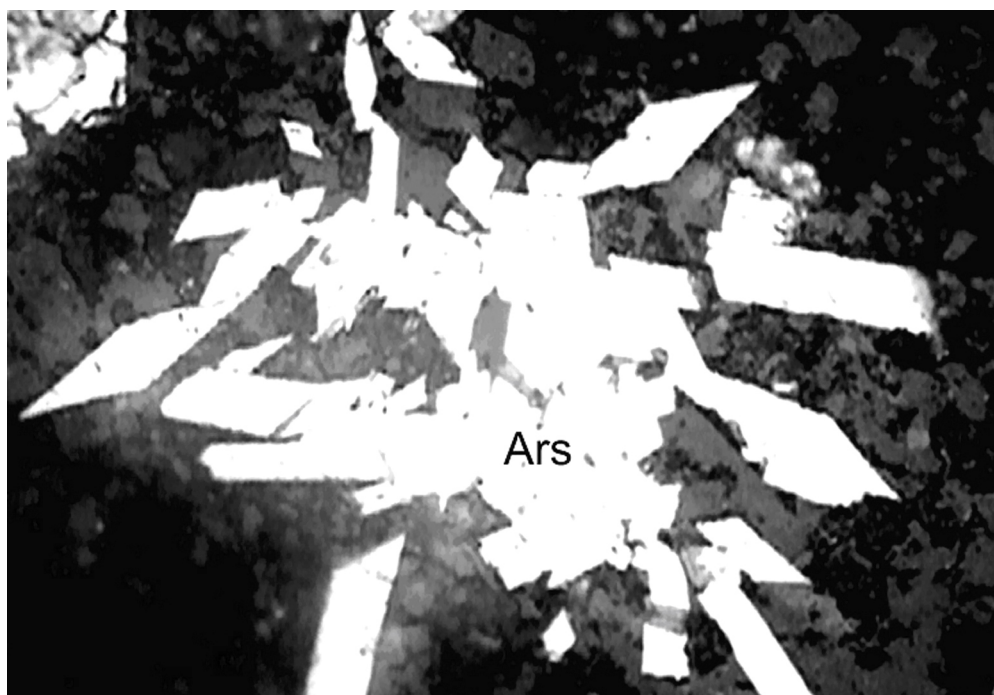


Рис. 5. Характер выделений золотоносного игольчатого арсенопирита, р.т. 1, скв.19, Майское месторождение. Ув. 100.

Таблица 2. Средний состав арсенопирита месторождений различных формационных типов по данным микро-рентгеноспектрального анализа.

№	Месторождение	Тип руды	N	Fe, (ат.%)	As, (ат.%)	S, (ат.%)	S/As	Примечание
Золото-сульфидные месторождения вкрапленных руд								
1	Наталкинское	прожилковый	12	32.87	33.99	33.25	0.98	[9]
2	Наталкинское	вкрапленный	37	36.74	27.37	35.89	1.31	—«—
3	Наталкинское	прожилковый	19	32.73	32.75	34.51	1.05	—«—
4	Наталкинское	прожилковый	19	32.48	32.27	35.24	1.09	—«—
5	Майское	вкрапленный	10	31.82	29.89	38.17	1.28	—«—
6	Нежданское	вкрапленный	161	36.19	40.41	23.27	1.35	[7]
7	Нежданское	жильный	43	35.40	43.93	20.64	1.09	—«—
8	Олимпиада	вкрапленный	14	33.12	29.69	37.17	1.25	[8]
9	Ведуга	вкрапленный	13	33.27	30.23	36.44	1.21	—«—
Золото-редкометалльные (Au-As-Bi-Te) проявления								
10	Чистый	прожилковый	3	33.29	34.57	32.14	0.86	[11]
11	Тэутэджак	прожилковый	2	31.77	34.3	33.46	0.98	—«—
12	Малтан	прожилковый	2	34.28	34.56	31.16	0.9	Анал. Саввы Н.Е.
13	Гайское	прожилковый	6	33.55	32.57	33.49	1.02	—«—
Золото-кварцевые месторождения								
14	Светлое	жильный	4	33.34	30.84	35.82	1.14	[11]
15	Каральвеем	жильный	3	34.17	32.88	32.95	1.0	[12]
16	Игуменовское	жильный	11	33.47	35.07	31.46	0.9	[21]

По данным месбауэровской спектроскопии, в большинстве золото-сульфидных месторождений вкрапленных руд золото находится в арсенопирите в виде химически связанного в его структуре или в металлическом состоянии с размером частиц 2 наномикрона [27].

Как и в других месторождениях с невидимым золотом, в российских месторождениях главным носителем его является золотоносный арсенопирит. Содержание золота в нем, определенное с помощью вторичной ионной масс-спектрометрии, составляет

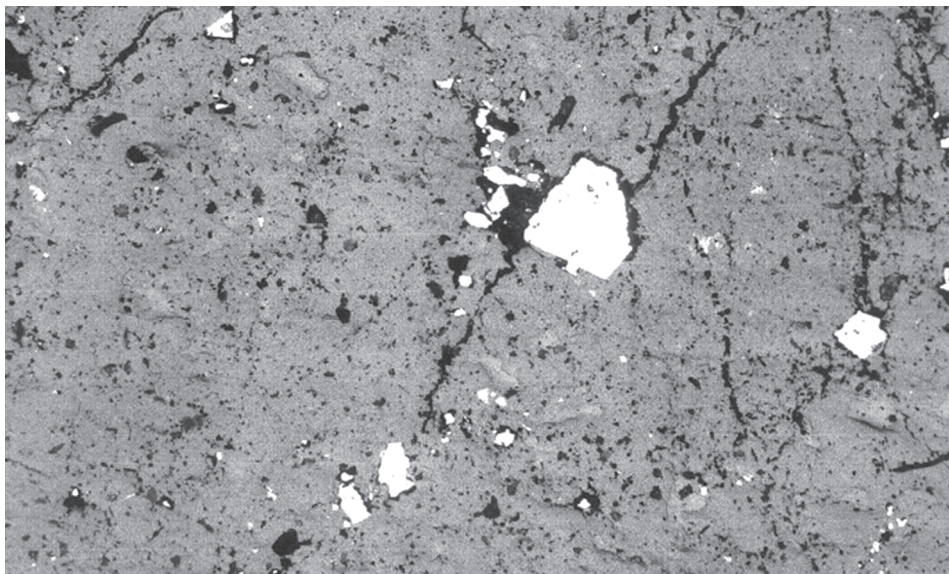


Рис. 6. Переотложенный арсенопирит, ассоциирующий с кварцевыми прожилками в рудах месторождения Майское. Ув. 50.

в Олимпиаде 4700 г/т, в Ведуге – 1140 г/т, в Нежданском – 1400 г/т [27].

С помощью мессбауэровской спектроскопии [28] установлено, что в большинстве месторождений с невидимым золотом оно находится в арсенопирите в химически связанной форме. Наряду с этой формой нахождения почти во всех месторождениях находится самородное золото. Важно отметить, что самородное золото образуется позже золотоносного арсенопирита. Мессбауэровские спектры показывают, что золото в арсенопирите месторождений Ведуга и Нежданском находится полностью в химически связанной форме. В месторождении Олимпиада спектры более сложные [8].

Вслед за Н.В. Петровской [16] многие исследователи полагают, что преимущественная концентрация золота в ранних сульфидах обусловлена избирательным осаждением золота на сульфидах при воздействии на них поздних золотоносных растворов, как это установлено для золото-кварцевых месторождений. Полученные нами данные подтверждают другое представление [6] – о формировании основной части золота в изученных арсенопиритах в процессе совместной кристаллизации на ранней стадии рудообразования. Эти данные подтверждают также предположение [20], что золото переносилось в форме серно-мышьяковых комплексных соединений.

На Майском месторождении вкрапленные пирит-арсенопиритовые руды, прослежены без изменения состава с поверхности до глубины 1300 м и снизу не оконтурены. Таким образом, вертикальный размах рудной колонны весьма значителен и возможно

достигает нескольких километров, что невозможно объяснить рудоотложением из обычных гидротермальных флюидов. Весьма мелкие размеры золотоносных сульфидов свидетельствуют о высокой скорости их кристаллизации. Вполне вероятно предположить, учитывая вышеизложенные факты, перенос золота и серно-мышьяковых комплексов высокотемпературными газовыми флюидами. На эту возможность указывают результаты исследования современной рудообразующей системы вулкана Кудрявый [22] и специализированное изучение состава флюидных включений Олимпиадинского месторождения [4].

В образце из рудного тела 1 Майского месторождения (образец представлен Г.Д. Киселевой) наблюдалось своеобразное строение руд. В алевролите развиты субпараллельные прожилки кварца, к которым были приурочены мельчайшие (от 10 до 50 мкм) кристаллики арсенопирита, буквально переполняющие прожилки (рис. 6). Изредка около этих прожилков наблюдались более крупные зерна арсенопирита (рис. 6). Такие структуры руд свидетельствуют об одновременном образовании кварца и арсенопирита в прожилках. По-видимому, арсенопирит в эти кварцевые прожилки был переотложен из более ранней вкрапленности. Поскольку арсенопирит в рудах Майского месторождения – один из главных носителей невидимого золота, а такие однозначные соотношения с кварцем редко устанавливаются в рудах, была предпринята попытка определить температуру образования кварцевых прожилков. В пластинках кварца из этих прожилков Т.Л. Крыловой было выявлено несколько очень мелких газовой-жид-

ких включений размером 5–9 мкм, температура гомогенизации которых оказалась 117–128° С, а концентрация солей – 1.2–2.2 % NaCl экв.

Изучение изотопии серы золотоносных арсенопиритов проведено в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН (Аналитик Л.П. Носик). Данные по изотопии серы рассматриваемых золотоносных арсенопиритов вкрапленных руд месторождений: в Наталкинском $-7.61 \div -3.05$ (6 проб), в Майском $-0.22 \div -5.28$ (4 пробы) – находятся в близких отрицательных областях и свидетельствуют о вероятном коровом происхождении серы.

Проведенные ранее А.М. Гавриловым и А.П. Плешаковым специальные исследования, с применением растровой электронной микроскопии и микрорентгеноспектрального анализа, позволили выявить в арсенопирите вкрапленных руд Майского месторождения неравномерные, в том числе кучные скопления округлых включений золота размером 0.04–0.3 микрон, которые являются основной и, вероятно, единственной формой нахождения невидимого золота в сульфидах [17]. В месте с тем, исследования арсенопиритов, содержащих невидимое золото в химически связанной форме (Олимпиадинское и другие месторождения), показали достаточно равномерное распределение содержания золота [8].

Таким образом, выявленное микрорентгеноспектральным анализом неравномерное распределение содержания золота в арсенопиритах Наталкинского и Майского месторождений, вероятно, указывает на металлическую форму его нахождения.

В заключение отметим, что в пределах Наталкинского месторождения установлена высокая золотоносность вкрапленного арсенопирита. Кроме того, выявлено, что содержание сульфидов во вкрапленном типе руд может достигать 4–6 %, при средних по месторождению 2.5–3 %. Эти данные имеют важное значение для разработки технологии переработки руд. Масштабы вкрапленного типа руд в пределах Наталкинского месторождения также необходимо изучить.

Особенности процесса рудообразования Наталкинского месторождения позволяют выделить в составе группы золото-сульфидных месторождений вкрапленных руд золото-сульфидно-кварцевый подтип.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 04–05–64359) и Программы ОНЗ № 2 “Фун-

даментальные проблемы геологии, условия образования и принципы прогноза традиционных и новых типов крупномасштабных месторождений стратегических видов минерального сырья”.

Авторы особенно благодарны А.М. Гаврилову и Г.Д. Киселевой за предоставленные образцы, А.Л. Керзину, Л.П. Носику, Л.Ф. Карташовой, А.И. Цепину за аналитические исследования, Г.Ю. Акимову за помощь в обработке результатов анализов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бортников Н.С., Брызгалов И.А., Кривицкая И.И. и др. Майское многоэтапное прожилково-вкрапленное золото-сульфидное месторождение (Чукотка, Россия): минералогия, флюидные включения, стабильные изотопы (D и S), история и условия образования // Геология руд. месторождений. 2004. Т. 46. № 6. С. 475–509.
2. Волков А.В., Сидоров А.А. Уникальный золоторудный район Чукотки. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, М.: ИГЕМ РАН, 2001. 180 с.
3. Волков А.В., Сидоров А.А., Гончаров В.И. и др. Золото-сульфидные месторождения вкрапленных руд Северо-Востока России // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44, № 3. С. 179–197.
4. Волков А.В., Сидоров А.А. Об условиях образования золото-сульфидных вкрапленных руд // Докл. РАН. 2005. Т. 403, № 2. С. 220–223.
5. Гаврилов А.М., Плешаков А.П., Бернштейн П.С. и др. Субмикроскопическое золото в сульфидах некоторых месторождений вкрапленных руд // Сов. геология. 1982. № 8. С. 81–86.
6. Гаврилов А.М. Выявление сингенетичной природы дисперсного золота в сульфидах по данным его распределения // Труды ЦНИГРИ. 1983. Вып. 178. С. 33–40.
7. Гамянин Г.Н., Бортников Н.С., Алпатов В.В. Нежданское золоторудное месторождение – уникальное месторождение Северо-Востока России. М.: ГЕОС, 2000. С. 220–226.
8. Генкин А.Д., Вагнер Ф.Е., Крылова Т.Л., и др. Золотоносный арсенопирит и условия его образования на золоторудных месторождениях Олимпиада и Ведуга (Енисейский край, Сибирь) // Геология руд. месторождений. 2002. Т. 44, № 1. С. 59–76.
9. Гончаров В.И., Ворошин С.В., Сидоров В.А. Наталкинское золоторудное месторождение Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002. 249 с.
10. Горячев Н.А. Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 210 с.
11. Горячев Н.А. Происхождение золото-кварцевых жильных поясов Северной Пацифики. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. 143 с.
12. Давиденко Н.М. Минеральные ассоциации и условия формирования золотоносных кварцевых жил Мало-Ануйского района Западной Чукотки. Новосибирск, Наука, 1975.
13. Еремин Р.А., Осипов А.П. К проблеме генезиса Наталкинского золоторудного месторождения // Колыма. 1974. № 6. С. 41–44.

14. Калинин А.И. Золото-кварцевые месторождения Центрально-Колымского района. Наталкинское месторождение // Многофакторные прогнозно-поисковые модели месторождений золота и серебра Северо-Востока России. М.: ЦНИГРИ, 1992. С. 5–17.
15. Новожилов Ю.И., Гаврилов А.М. Золото-сульфидные месторождения в углеродисто-терригенных толщах. М.: ЦНИГРИ, 1999.
16. Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Наука, 1973.
17. Поисково-оценочные критерии золоторудных месторождений перивулканических зон (методические рекомендации). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1982.
18. Рудаков В.В., Казимиров М.П., Григоров С.А. О новом экономическом классе коренных месторождений золота России // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. Спец. выпуск. Драгоценные металлы, 2004. С. 49–52.
19. Сидоров А.А., Новожилов Ю.И., Гаврилов А.М. О связи месторождений золотоносных вкрапленных сульфидных руд с вулканогенным золото-серебряным оруденением // ДАН СССР. 1981. Т. 261, № 6. С. 1398–1401.
20. Сорокин В.Н. Об одной из возможной форм переноса золота в гидротермальных растворах // Геохимия. 1973. № 12. С. 1892–1894.
21. Тюкова Е.Э. Состав и парагенезисы арсенопирита в реконструкции геологической истории месторождений (Верхне-Колымский регион) // Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005. С. 125–156.
22. Юдовская М.А., Дистлер В.В., Чаплыгин И.В. и др. Формы нахождения золота в продуктах кристаллизации современных высокотемпературных газовых флюидов вулкана Кудрявый, Курильские острова // Докл. РАН. 2003. Т. 391, № 4. С. 535–539.
23. Arehart G.B., Chrysoulis S.L., Kesler S.E. Gold and arsenic iron sulfides from sediment-hosted disseminated gold deposits // Econ. Geol. 1993. V. 88. P. 171–196.
24. Cabri L.G., Chrysoulis S.L., De Villers P.L. et al. The nature of “invisible” gold in arsenopyrite // Canad. Mineralogist. V. 27. Pt. 3. P. 353–362.
25. Cathelinean, Boiron M.C., Holiger P. et al. Gold arsenopyrite: crystal-chemistry, location and state, physical and chemical conditions of deposition // Economic Geology. 1989. Monog. P. 328–341.
26. Chrysoulis S.L., Cabri L.G. The significance of gold mineralogical balances in mineral processing // Institution of Mining and Metallurgy Transacations. 1990. P. 99. C. 1–10.
27. Genkin A.D., Bortnicov N.S., Cabri L., Wagner F.E., Stanleg C.Y., Safonov Y.G., Freedl J., Mohen M., Kerzin A.L., Gamyagin G.N. A multilevel study of invisible gold in arsenopyrite from four mesothermal gold deposits in Siberia Russian Federation // Economic Geology. 1998. V. 93. N 24. P. 463–487.
28. Wagner E.E., Marion P., Regward J.R. et al. Moesbauer study of chemical state of gold in ores // Gold R.O. Proc. Int. Conf. on Gold Extractive metallurgy. Johannesburg: South African Institute of Mining and Metallurgy. 1986. V. 20. P. 435–443.

Поступила в редакцию 12 июля 2006 г.

Рекомендована к печати С.М. Родионовым

A.V. Volkov, A.D. Genkin, V.I. Goncharov

The forms of the presence of gold in the ores of the Natalka and May deposits (Northeast Russia)

In addition to a brief geological essay, the paper focuses on the results of the study of gold-bearing sulfides of ores at the Natalka and May deposits using modern analytical methods, such as electronic probe, neutron activation analysis, atomic absorption, and the method of inductively coupled plasma, allowing us to determine the condition of gold in the ore minerals. To define the conditions of the formation of ores at the Natalka and May deposits the analysis of sulfur isotopes in sulfides was carried out alongside other parameters. The data obtained have been compared with the earlier results of the authors and other researchers.

Key words: invisible gold, impregnated sulfides, large deposits, Northeast Russia.

ПРИРОДА И ПОИСКОВОЕ ЗНАЧЕНИЕ УЛЬТРАКАЛИЕВЫХ РИОЛИТОВ НА ПРИМЕРЕ ЭПИТЕРМАЛЬНЫХ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Л. Ф. Мишин

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск

На примере золото-серебряных месторождений показано, что ультракалиевые породы, известные в литературе под названием ультракалиевых риолитов, образуются на ранней предрудной стадии метасоматических преобразований пород под воздействием гидротермальных растворов. Эти преобразования происходят путем ионного обмена натрия на калий с образованием псевдоморфоз адуляра по микролитам и кристаллитам полевых шпатов. Ультракалиевые породы на золото-серебряных месторождениях образуют ореол, надстраивающий гидротермально-метасоматическую зональность вверх и вширь от рудных залежей, и, таким образом, являются важным признаком при поисках рудных месторождений, в первую очередь при прогнозировании не выходящего на поверхность оруденения.

Ключевые слова: ультракалиевые риолиты, золото-серебряные месторождения, гидротермалиты, кварц-адуляровые породы, псевдоморфозы, Дальний Восток.

ВВЕДЕНИЕ

Вулканические породы кислого состава в окраинно-континентальных вулканических поясах характеризуются относительно выдержанным соотношением щелочей, суммарное содержание Na_2O и K_2O в них обычно находится в пределах 7–10 %, а соотношение их близко к единице. Вместе с тем, среди вулканических пород нередко встречаются существенно калиевые разновидности без следов наложенной адуляризации и с обликом свежих пород, в литературе данные породы получили название – ультракалиевые риолиты.

Ультракалиевые риолиты описаны в разных регионах России и за рубежом [2–4, 6, 13, 15–19].

Большинство исследователей, вслед за Боуэном, полагают, что ультракалиевые породы возникли магматическим путем.

Отдельные исследователи проблему ультракалиевых риолитов сводят к проблеме вулканических стекол, испытавших в разной степени гидратацию и характеризующихся за счет ионного обмена натрия и калия значительными вариациями щелочей [13, 15].

Поскольку ультракалиевые риолиты внешне не отличаются от пород с ненарушенным соотношением щелочей, то откартировать и выяснить их структурное положение оказалось очень сложно. По этим причинам природа ультракалиевых риолитов, их

структурное положение и металлогеническая роль остаются во многом дискуссионными.

Автор попытался эту проблему решить на примере ультракалиевых пород эпитеpmальных золото-серебряных месторождений, широко представленных в окраинно-континентальных вулканических поясах Востока Азии.

Химический анализ петрогенных элементов и масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой редких и редкоземельных элементов произведены в лаборатории ИТиГ ДВО РАН; аналитики: Авдеев Д.В., Боковенко Л.С., Зазулина В.Е., Ильина Н.И. Рентгено-фазовый анализ произведен на дифрактометре DRON7 в ИМ ХНЦ ДВО РАН, аналитик Печин С.А.

УЛЬТРАКАЛИЕВЫЕ ПОРОДЫ КУПОЛА “КРАСИВЫЙ”

Купол “Красивый” расположен в Ульинском прогибе на левобережье верхнего течения р. Амка (рис. 1). Он сложен контрастно переслаивающимися позднемеловыми вулканическими породами кислого и основного состава и многочисленными субинтрузивами. В пределах купола выделено четыре толщи [8, 10]. Из них три толщи простираются далеко за пределы купола, а породы четвертой толщи, сложенной трахитадами, их туфами, и комагматичные им многочисленные субинтрузивы распространены ло-

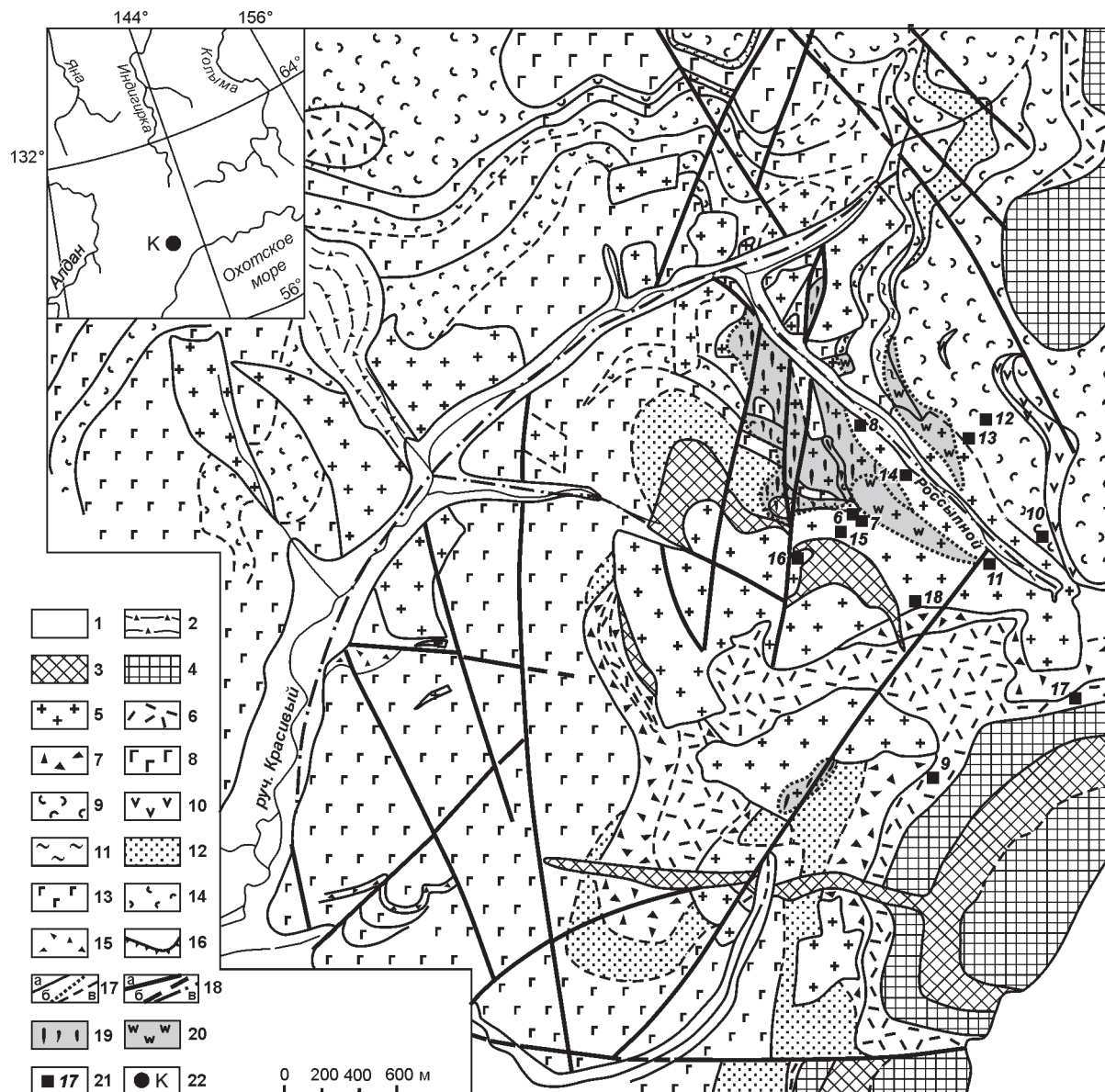


Рис. 1. Геологическая карта купола Красивый.

1–2 – современные аллювиальные (1) и оползневые (2) отложения; 3 – дайки и силлы трахибазальтов хакаринского комплекса (Р), 4–15 – амкинская серия (К₂): 4 – толща (IV) коигнимбритовых туфов трахидацитов с прослоями литокластических туфов смешанного состава, 5 – субвулканические трахидациты, 6–7 – толща (III): 6 – трахидациты пористые и пемзовидные, 7 – разнотермные туфы трахидацитов; 8–12 – толща (II): 8 – афировые базальты, 9 – коигнимбритовые туфы трахидацитов, 10 – плагиофировые андезибазальты, 11 – пепловые слоистые туфы, 12 – слоистые туфы трахидацитов с горизонтами туфогенно-осадочных пород; 13–15 – толща (I): 13 – афировые базальты, 14 – коигнимбритовые туфы трахидацитов, 15 – разнотермные туфы кислого состава; 16 – экструзивные фации; 17 – геологические границы установленные (а) и предполагаемые (б); 18 – разломы установленные (а), предполагаемые (б) и предполагаемые под рыхлыми отложениями (в); 19 – кварц-адуляровые и кварц-гидротермально-адуляровые метасоматиты с наложенным кварцевым штокверком; 20 – вторичные кварциты; 21 – положение проб ультракалиевых трахидацитов, номера соответствуют табл. 3; 22 – положение месторождения Красивый на обзорной карте.

кально в пределах купола и представляют реликт трахидацитовой постройки центрального типа.

Породы в разной степени подвержены гидротермальным изменениям. Выделены площадные и локальные изменения. Площадные, обычно слабые,

изменения имеют региональное распространение и представлены хлорит-карбонатной и цеолитовой фациями [8]. Локальные гидротермалиты отличаются минералогическим составом и высокой степенью преобразования первичных пород.

Основное поле локальных гидротермалитов с кварцевым штокверком, несущим золото-серебряную минерализацию, приурочено к северо-западному крылу купола. Благодаря значительной расчлененности рельефа и глубокому бурению, гидротермалиты здесь изучены на глубину более 500 м [8]. В гидротермальной системе хорошо выражена вертикальная зональность, выделяются (снизу вверх): гидрослюдисто-кварцевая, гидрослюдисто-адуляр-кварцевая и адуляр-кварцевая зоны; надрудную зону образует пластовая залежь вторичных кварцитов, представленных каолининовой, монокварцевой и, в ограниченном объеме, диккит-алунитовой фациями. В южном направлении метасоматиты погружаются в склон и экранируются покровом пористых пемзовидных трахидацитов. Последние в основании покрова слегка осветлены, в них участками отмечаются гнезда цеолитов и иногда монтмориллонит.

Трахидациты из разных толщ и субвулканические трахидациты петрографически очень близки друг другу. Вкрапленники образованы олигоклазом и биотитом и составляют около 10 % объема породы. Основная масса в них микролитовая с элементами трахитоидности, иногда переходная к микропойкилитовой. Состав микролитов оптическими методами из-за их малых размеров определить не удастся, но, судя по химическим анализам (за вычетом вкрапленников), это каликатровый полевошпат, близкий по составу к анортклазу. Игнимбриты и широко распространенные коигнимбритовые туфы по составу вкрапленников и химическому составу также близки лавам трахидацитов.

При химическом анализе проб трахидацитов, которые отбирались из внешне свежих пород, в части из них было установлено высокое содержание K_2O при почти полном отсутствии Na_2O . Дополнительный отбор и анализ проб на щелочи подтвердил широкое распространение ультракалиевых пород. Аномальные пробы трахидацитов сосредоточены в обрамлении поля рудоносных метасоматитов, главным образом в нижней части экранирующего покрова трахидацитов, а также на флангах рудоносной зоны. На южном крыле купола, там, где намечается подэкранное продолжение рудоносной зоны, также выявлены ультракалиевые породы.

Откартировать без специальной методики и определить непрерывность распространения ультракалиевых пород не удалось, однако по пространственному распределению аномальных проб можно заключить, что ультракалиевые породы образуют подобие прерывистого мозаичного шлейфа над рудоносными метасоматитами.

Важно отметить, что ультракалиевые трахидациты встречаются среди покровов разного стратиграфического положения, а также среди субвулканических образований. Преимущественно это лавы и субинтрузивные трахидациты. Имеются аномальные пробы и среди игнимбритов (табл. 1).

Ультракалиевые трахидациты по петрографическим признакам не отличаются от трахидацитов с ненарушенным соотношением щелочей. Вкрапленники олигоклаза и биотита иногда участками замещаются монтмориллонитом и гидрослюдами, но в основном они остаются свежими. Основная масса также сохраняет свою первично микролитовую структуру.

От пород с ненарушенным соотношением щелочей ультракалиевые трахидациты отличаются резким преобладанием K_2O над Na_2O , при этом сумма щелочей в ультракалиевых породах сохраняется такой же, как и в трахидацитах (табл. 1). Среднее содержание Na_2O в кварц-адуляровых рудоносных метасоматитах составляет 0,3 %. В ультракалиевых трахидацитах за счет того, что вкрапленники плагиоклаза не подвергнуты вторичным изменениям, содержание Na_2O находится в пределах 1–2 %, и лишь в пробах 356-2 и 377, в которых наблюдается частичное замещение вкрапленников плагиоклаза адуляром, оно снижается до 0,46 и 0,69, соответственно.

С калием положительно коррелируются содержания Rb и Cs (максимальные в ультракалиевых трахидацитах и в кварц-адуляровых метасоматитах), а отрицательно – содержания Sr (рис. 2). Показательно распределение РЗЭ, содержания которых, как известно, наименее подвержены наложенным процессам. Спектры нормированных содержаний РЗЭ в ультракалиевых трахидацитах и в кварц-адуляровых метасоматитах полностью повторяют спектры трахидацитов, не затронутых гидротермальными изменениями (рис. 2).

УЛЬТРАКАЛИЕВЫЕ ПОРОДЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЕЛАЯ ГОРА

Золото-серебряное месторождение Белая Гора расположено на левобережье нижнего течения р. Амур в пределах Нижнеамурской вулканической зоны. Район сложен палеогеновыми вулканическими и субвулканическими породами контрастного базальт-трахидацитового состава. Трахидациты и их туфы колчанской свиты и комагматичные им субинтрузивы имеют локальное распространение в центральной части купола и постепенно выклиниваются к его периферии. Трахидациты имеют порфировую структуру, вкрапленники в них составляют 5–15 % и

Таблица 1. Химический состав трахидацитов неизменных и подверженных калиевому метасоматозу (купол Красивый).

	416	427-1	469	324	156	сред.(5)	216	028	043	344	351	355-2	356	356-2	360	377	346-1	347	153	195	198
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	73.14	72.13	74.04	70.22	71.94	72.29	70.55	71.92	74.71	69.17	70.61	-	-	-	-	-	-	-	83.05	75.76	76.30
TiO ₂	0.24	0.25	0.20	0.21	0.25	0.23	0.31	0.21	0.21	0.23	0.25	-	-	-	-	-	-	-	0.12	0.21	0.36
Al ₂ O ₃	13.84	14.64	13.34	14.36	14.28	14.09	14.28	13.26	11.87	14.3	13.00	-	-	-	-	-	-	-	7.86	12.25	12.04
Fe ₂ O ₃	1.05	1.98	1.17	1.54	1.78	1.50	1.61	0.85	0.98	1.52	1.52	-	-	-	-	-	-	-	0.38	0.51	0.14
FeO	0.43	0.19	0.63	0.40	0.26	0.38	0.32	0.26	0.23	0.52	0.46	-	-	-	-	-	-	-	0.26	0.23	0.24
MnO	0.02	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.01	0.01	0.03	0.02	-	-	-	-	-	-	-	0.1	0.03	0.02
MgO	0.48	0.40	0.40	0.52	1.00	0.56	0.42	0.31	0.16	0.21	0.31	-	-	-	-	-	-	-	0.23	0.57	0.49
CaO	1.03	0.62	0.96	1.02	0.22	0.77	0.29	0.29	0.15	0.87	0.29	-	-	-	-	-	-	-	0.25	0.51	0.44
Na ₂ O	3.58	3.23	3.33	4.12	3.13	3.48	2.09	0.29	0.45	2.18	1.01	1.22	3.36	0.46	0.99	0.69	1.49	1.16	0.22	0.28	0.39
K ₂ O	5.06	5.00	4.77	5.06	4.95	4.97	8.23	10.12	10.11	8.03	10.1	8.62	6.07	7.30	7.48	9.49	6.81	7.21	5.41	6.84	5.66
P ₂ O ₅	0.04	0.02	0.03	0.04	0.05	0.04	0.07	0.06	0.02	0.02	0.03	-	-	-	-	-	-	-	0.01	0.03	0.06
H ₂ O	0.62	1.32	0.91	1.12	1.27	1.05	1.06	1.59	1.27	1.33	1.19	-	-	-	-	-	-	-	0.93	1.80	2.30
ппп	0.54	1.1	0.83	1.14	1.22	0.97	1.75	2.37	1.69	1.30	1.02	-	-	-	-	-	-	-	1.02	2.05	2.68
Σ	99.53	99.81	99.42	98.52	99.16	99.31	100.10	99.72	101.45	98.69	99.39	-	-	-	-	-	-	-	98.72	99.13	98.71

Примечание. 1–6 – трахидациты неизменные (6 – средний состав); 7–18 – ультракалийевые трахидациты; 19–21 – адуляр-кварцевые метасоматиты. Трахидациты субвулканические (1–3, 5, 7–14, 18–21), покровные (4), игнимбриты трахидацитов (15–17).

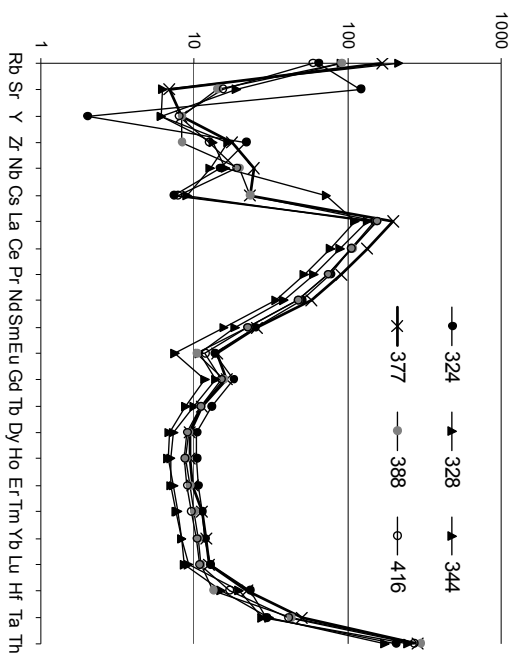


Рис. 2. График нормированных по хондриту [20] концентраций редких и редкоземельных элементов в трахидацитах с ненарушенным соотношением щелочей, ультракалийевых разновидностей и кварц-адулярных метасоматитов (месторождение Красивый).

324, 388, 416 – трахидациты, не затронутые гидротермальными изменениями; 377 – ультракалийевый трахидацит; 328, 344 – адуляр-кварцевые предрудные метасоматиты.

представлены опитоклазом и отдельными зернами низкожелезистого биотита. Основная масса имеет флюидальную микролитовую структуру, иногда с переходами к микропойкилитовой. Субвулканические трахидациты по петрографическому составу и структуре аналогичны покровным трахидацитам. Наряду с флюидальными структурами в центральных зонах субинтрузива иногда появляются массивные разновидности с сериально-гломеропорфировыми структурами.

Гидротермально-рудная система Белогорского рудного поля в структурном и фациальном отношении во многом сходна с месторождением Красивый [9, 10]. Метасоматиты здесь пространственно совмещены с крупным субинтрузивом трахидацитов и частично развиваются по вмещающим субинтрузив трахидацитам и туфам колчанской свиты. Основной объем (до глубины 300–370 м) образуют гидрослюдисто-кварцевые метасоматиты. Верхнюю часть гидротермальной колонны (максимум до отметок 120 м) слагают адуляр-кварцевые и адуляр-гидрослюдисто-кварцевые метасоматиты. На восточном флане рудного поля рудоносные метасоматиты бронируются пластовой залежью вторичных кварцитов (надрудная зона), представленных диклит-каолинитовой и, менее, монокварцевой фациями.

По материалам разведочных работ (В.А. Решетько, 1996 г.), адулярная фация в отдельных слу-

Таблица 2. Химический состав трахидацитов неизменных и подверженных калиевому метасоматозу (месторождение Белая Гора).

№ п.п.	Номер проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	ппп	Σ
1	1054-7	68.69	0.38	16.19	1.55	0.28	0.01	1.10	0.83	3.80	4.30	0.05	0.22	2.17	99.82
2	1060	68.45	0.49	14.94	1.32	1.02	0.08	1.50	1.41	4.26	5.51	0.06	0.12	1.37	100.53
3	1061	67.42	0.48	13.78	2.21	0.45	0.04	1.18	1.37	5.50	4.20	0.15	3.93	0.35	101.06
4	1058	65.26	0.44	17.58	3.75	0.28	0.05	1.54	1.65	4.0	4.07	0.08	0.19	0.50	99.40
5	Среднее(4)	67.46	0.45	15.62	2.21	0.51	0.05	1.33	1.32	4.39	4.52	0.09	1.12	1.10	100.20
6	191 ^A /170	-	-	-	-	-	-	-	-	0.64	8.80	-	-	-	9.44
7	191 ^A /185	-	-	-	-	-	-	-	-	2.02	8.64	-	-	-	10.66
8	191 ^A /210	-	-	-	-	-	-	-	-	0.30	10.36	-	-	-	10.66
9	191 ^A /240	-	-	-	-	-	-	-	-	0.21	10.86	-	-	-	11.07
10	191 ^A /250	-	-	-	-	-	-	-	-	1.76	7.42	-	-	-	9.18
11	191 ^A /260	-	-	-	-	-	-	-	-	2.56	4.75	-	-	-	7.31
12	191 ^A /286	-	-	-	-	-	-	-	-	2.25	6.35	-	-	-	8.60
13	191 ^A /310	-	-	-	-	-	-	-	-	3.44	6.44	-	-	-	9.88
14	191 ^A /325	-	-	-	-	-	-	-	-	3.49	4.54	-	-	-	8.03
15	191 ^A /350	-	-	-	-	-	-	-	-	1.85	7.99	-	-	-	9.84
16	191 ^A /370	-	-	-	-	-	-	-	-	2.22	9.00	-	-	-	11.22
17	Среднее(11)														9.63

Примечание. 1–5 – трахидациты неизменные (5 – средний состав); 6–16 – субвулканические трахидациты скв. 191^A, (цифра под чертой – глубина отбора пробы): 6–8 – трахидациты с псевдоморфозами адуляра по вкрапленникам олигоклаза и микролитам калинатового полевого шпата основной массы; 9–16 – трахидациты с неизменными вкрапленниками олигоклаза и псевдоморфозами адуляра по микролитам калинатового полевого шпата основной массы (ультракалиевые трахидациты).

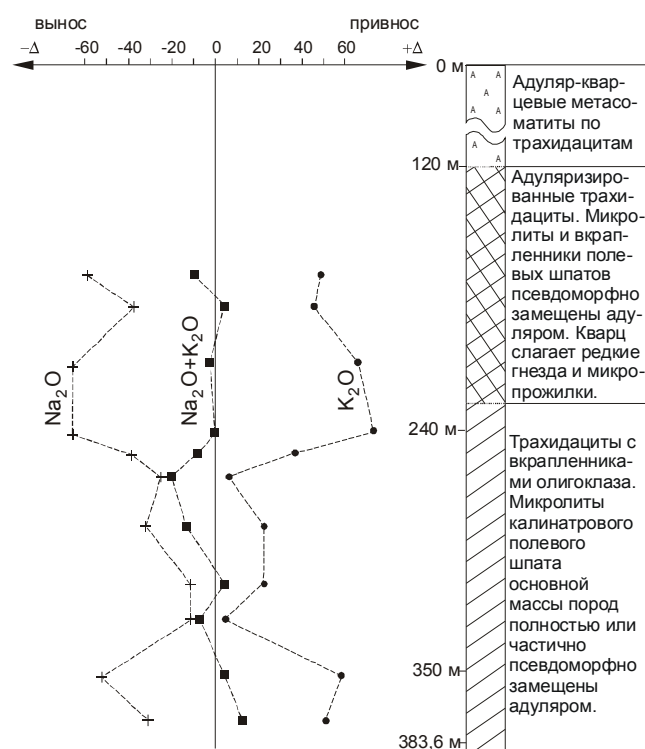


Рис. 3. Привнос–вынос K_2O и Na_2O по отношению к неизменным породам (скв. 191^A, месторождение Белая Гора).

Δ = содержание элемента (молекулярные количества) в метасоматите минус среднее содержание его в неизменных породах (см. табл. 2).

чаях, минуя серицитовую зону, сменяется неизменными породами. Крупные останцы таких “неизменных” пород были установлены в центральной и приподошвенной частях субинтрузива. Нами был проанализирован керн одной из глубоких скважин, пробуренной в центре субинтрузива трахидацитов (рис. 3). Метасоматиты с хорошо индивидуализированными зернами адуляра и гидрослюдам прослеживаются здесь от поверхности до глубины 120 метров. Далее (до 240 м) они сменяются внешне свежими трахидацитами с микролитовой или пойкилитоподобной основной массой, в которой наложенный адуляр и гидрослюда отсутствуют, но вкрапленники олигоклаза замещены адуляром (гомоосевые и агрегатные псевдоморфозы). В интервале 240–383,6 м трахидациты внешне свежие, с хорошо сохранившимися вкрапленниками олигоклаза, с флюидальными и массивными текстурами

Породы, сохранившие текстурно-структурные признаки первичных трахидацитов, начиная с глубины 179 метров были проанализированы на содержания Na_2O и K_2O . Оказалось, что все изученные породы обогащены K_2O , но содержания щелочных оксидов сильно варьируют и обуславливают вариации трахидацитов от почти чисто калиевых до калинатовых. Отдельные пробы по содержанию щелочей приближаются к среднему составу неизменных трахидацитов (табл. 2). Характерно, что вынос Na_2O

Таблица 3. Состав микролитов и вкрапленников КПШ в неизменных породах и в ультракалийевых трахидацитах.

	1061	191 ^A /350	191 ^A /240	среднее (10)	среднее (9)
	1	2	3	4	5
SiO ₂	68.57	62.71	64.71	65.44	67.71
TiO ₂	0.24	-	-	0.30	0.02
Al ₂ O ₃	15.00	21.11	18.12	18.82	18.78
FeO	0.87	0.30	0.30	0.04	0.15
CaO	0.77	-	-	0.53	0.16
Na ₂ O	5.34	-	-	3.40	1.63
K ₂ O	4.59	14.95	16.64	11.37	14.37
Σ	95.38	99.07	99.77	99.90	102.82
Or %	62	100	100	74.23	84.05
Ab	36	-	-	22.00	15.14
An	2	-	-	3.47	0.71

Примечание. 1–3 – состав микролитов в трахидацитах, месторождение Белая Гора: 1 – неизменные трахидациты; 2–3 – ультракалийевые трахидациты. 4–5 – средние составы КПШ в вулканических породах Охотско-Чукотского пояса (4, [7]) и гранитоидах Дальнегогорского района (5, [1]). Микрозондовые анализы выполнены в ИГГД РАН на растровом сканирующем электронном микроскопе ABT-55 с энергодисперсионной системой LINK AN-100/S85, аналитики Толкачев М.Д. и Павлов М.Р.

компенсируется привносом K₂O, еще большая согласованность распределения этих оксидов проявляется при анализе пересчитанных процентных содержаний оксидов на молекулярные количества. На рисунке 3 (привнос–вынос относительно к среднему содержанию щелочей неизменных трахидацитов) графики ΔNa₂O и K₂O имеют практически зеркальный вид, вариации суммарной щелочности при этом крайне незначительны, и фигуративные точки суммарной щелочности группируются около линии среднего содержания щелочей неизменных пород. Такая форма графиков сохраняется и для метасоматически измененных трахидацитов с наложенной адуляризацией.

Судя по результатам микрозондового анализа, микролиты полевого шпата в основной массе неизменных трахидацитов (на удалении от штокверка) имеют калинатовый состав, а в ультракалийевых трахидацитах – калиевый состав (табл. 3). Исходя из этих данных можно предположить, что большинство блоков, показанных на буровых профилях как неизменные породы, представлены преимущественно ультракалийевыми трахидацитами, имеющими, с одной стороны, переходы к трахидацитам с ненарушенным соотношением щелочей, а с другой стороны – к метасоматически измененным породам с наложенной адуляризацией.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

С точки зрения физико-химической петрологии объяснить возникновение чисто калиевых пород магматическим путем весьма затруднительно. Для снятия возникающих противоречий предполагались различные особые условия кристаллизационной дифференциации, ликвация, перенос калия газовой фазой и др. Д. Стюарт [15] и В.С. Попов [13], проанализировав различные способы образования ультракалийевых пород из магмы, показали, что ни один из вышерассмотренных процессов не решает проблему образования ультракалийевых риолитов. Д. Стюарт, основываясь на результатах изотопных исследований воды в стеклах [21] и изучения ионообменных свойств обсидианов [24], установил прямую зависимость содержания K₂O от содержания воды. Он пришел к выводу, что значительные объемы ультракалийевых пород могли образоваться путем ионного обмена натрия на калий при гидратации стекол. Основываясь, главным образом, на геохимических особенностях ультракалийевых риолитов, В.С. Попов [13] также пришел к заключению, что аномальное обогащение некоторых пород калием происходит при гидратации стекол.

Наш опыт изучения химического состава стекол подтверждает, что в гидратированных разновидностях стекол действительно отмечается существенное перераспределение щелочей, однако оно не ведет к значительному увеличению содержания калия, стекла с содержанием K₂O > 6 % практически не встречаются. Более того, как показано в [22], при глубоко зашедшей гидратации начинается, наоборот, вынос калия.

П.В. Липман выдвинул предположение, что интенсивный ионный обмен Na₂O на K₂O происходит в процессе девитрификации стекол. Такое обогащение пород K₂O (до 8 %) он связывал с обменом щелочей в полевошпатовой части пород. С подобным заключением трудно согласиться. В древних толщах, как правило, все кислые вулканы девитрифицированы, однако ультракалийевые риолиты среди них – большая редкость.

Д. Стюарт рассматривал нарушение баланса щелочей при гидратации стекол метеорными водами. В.В. Наседкин [11] на примере некоторых месторождений вулканических стекол на Северо-Востоке России показал, что нарушение баланса щелочей происходит на локальных участках, примыкающих к зонам гидротермальных изменений. На таких участках наблюдается увеличение содержания H₂O, снижение суммы щелочей за счет Na₂O.

В Ульинском прогибе, в верховьях р. Нет, были обнаружены ультракалийевые, слегка осветленные

перлиты, содержащие K_2O около 8 %, а Na_2O – 0,33 %. В не затронутых изменениями трахидацитах и обсидианах при равном содержании щелочей их сумма составляла также 8 % [6]. В таких осветленных перлитах наблюдались переходы от темного изотропного стекла к стеклу осветленному, в котором проявляются элементы криптокристаллического строения, и далее – к кварц-адуляровому агрегату. Примечательно, что осветление стекла и адуляризация концентрируются вдоль перлитовых трещин. В данном случае адуляризацию можно интерпретировать как продвинутый ионный обмен под воздействием гидротермальных растворов, ведущий в конечном итоге к образованию адуляра.

Однако заметим, что вулканические стекла с аномальным соотношением щелочей – это лишь экзотическое проявление ультракалиевых пород. Значительно чаще подобные образования встречаются среди вулканических и субвулканических пород с первично магматической микрокристаллической основной массой, для преобразования которых гидратация, как таковая, вообще не может быть применена.

Обозначим наиболее важные особенности распределения и состава ультракалиевых пород: а) на примере месторождений Красивый и Белая Гора видно, что породы с аномальным содержанием калия образуют своеобразный ореол вокруг гидротермально-рудной зоны; б) ультракалиевые породы встречаются на разных стратиграфических уровнях; в) ультракалиевые породы и породы с нормальным соотношением щелочей сочетаются в одном потоке, в одном субинтрузиве; г) ультракалиевые породы встречаются среди лав, игнимбритов, туфов и субвулканических образований; д) по составу это могут быть риолиты, дациты, имеются описания ультракалиевых андезитов [14]; е) главная особенность петрохимического состава ультракалиевых пород заключается в том, что аномальность их проявляется лишь в соотношении калия, натрия и редких щелочей. Соотношения других породообразующих окислов не выходят за допустимые рамки конкретных петротипов. Важно подчеркнуть, что по соотношению щелочей породы образуют непрерывный спектр, но сумма щелочей остается практически неизменной и соответствует таковой в породах нормального ряда.

Судя по имеющимся в литературе описаниям, перечисленные признаки присущи ультракалиевым породам независимо от их возраста и формационной принадлежности. Показательно в этом плане распределение редких элементов и, в первую очередь, РЗЭ, которые, в силу своих особенностей, наиболее устойчивы к наложенным гидротермальным изменениям.

Нижеприведенные материалы и опубликованные данные [12, 13] свидетельствуют, что пространственно сопряженные породы нормального ряда и ультракалиевые характеризуются одинаковым распределением РЗЭ и других малых элементов. С вариациями K_2O и Na_2O коррелируется лишь содержание редких щелочей.

В магматических породах КППШ представляют собой твердые растворы альбита и ортоклаза с незначительной примесью анортитового минала, при этом с ростом температуры в КППШ увеличивается содержание натрия. Например, средний состав вкрапленников КППШ в вулканических породах мелового возраста на юге Дальнего Востока (табл. 3) составляет – $Or_{59}Ab_{38}An_3$ [7], в гипабиссальных гранитах Приморья – $Or_{84}Ab_{15,14}An_{0,71}$ [1]. Чисто калиевые полевые шпаты характерны лишь для метасоматических пород. По пересчетам химического состава трахидацитов на месторождениях Красивый и Белая Гора микролиты в основной массе пород представлены КППШ, близким к анортоклазам с высоким содержанием альбитового минала. Эти расчеты подтверждаются микрозондовым анализом микролитов в трахидацитах месторождения Белая Гора (табл. 3). В ультракалиевых дацитах по результатам микрозондового анализа микролиты при неизменной морфологии представлены чисто калиевым полевым шпатом. Ионный обмен в результате расстеклования здесь не может рассматриваться, так как структура основной массы пород и форма микролитов неизменных и ультракалиевых трахидацитов одинаковые. Следовательно, можем предположить, что в ультракалиевых породах произошло псевдоморфное замещение микролитов калинатрового полевого шпата на адуляр. Для проверки был проведен рентгеноструктурный анализ основной массы заведомо свежих и ультракалиевых трахидацитов. Данные рентгенометрических измерений подтвердили результаты микрозондового анализа – в неизменных трахидацитах микролиты имеют калинатровый состав, а в ультракалиевых разностях – чисто калиевый (рис. 4). Изменились также структурные характеристики – главные линии на рентгенограммах микролитов трахидацитов, которые приняты как не затронутые вторичными изменениями, отвечают ортоклазу. Дифрактограммы проб монофракций основной массы ультракалиевых трахидацитов близки друг другу, и дифрактограмме эталонной пробы кварц-адулярового метасоматита, и значительно отличаются от дифрактограммы свежего трахидацита, наличие главных линий (4.23; 3.32; 3.22; 2.56) позволяет диагностировать их как адуляр [5].

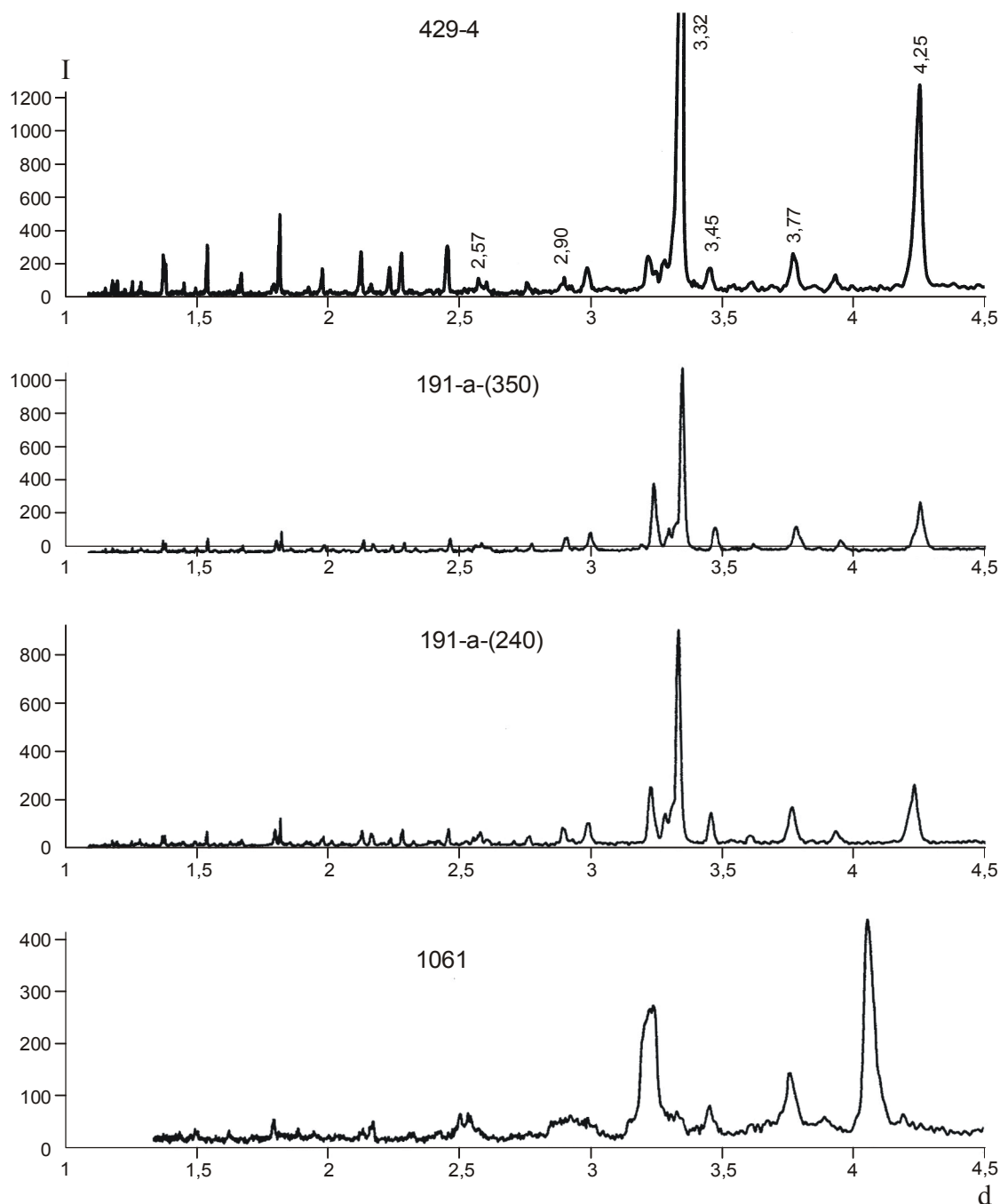


Рис. 4. Дифрактограммы основной массы трахидацитов, месторождение Белая Гора.

429-4 – эталонная проба кварц-адулярового метасоматита; 1061 – трахидацит, не затронутый вторичными изменениями; 191^A (240, 350) – ультракалийевые трахидациты, в скобках – глубина отбора проб.

Для понимания природы ультракалийевых пород важно проследить соотношение их с гидротермально измененными породами, включающими наложенную адуляризацию. На месторождениях эпитепимального типа формирование гидротермально-метасоматических образований кварц-адулярового типа происходит многостадийно. На месторождении Красивый наибо-

лее четко выделяются три стадии. Кварц-адуляровые метасоматиты ранней стадии – это белые, фарфоровидного облика породы, в которых полностью сохранились первичная флюидальная текстура и порфировая структура с псевдоморфозами адуляра, иногда совместно с гидрослюдами, по включениям плагиоклаза и КФШ. Выделения адуляра в таких метасома-

титах меняются от субмикроскопических кристаллитов к хорошо индивидуализированным кристаллам с ромбовидными сечениями, размер которых достигает десятых долей миллиметра. Эти породы отличаются равномерностью распределения и относительная выдержанность размеров зерен адуляра и кварца. Химизм их характеризуется значительным выносом натрия, глинозема и трехвалентного железа [8].

Предрудные калиевые гидротермалиты второй стадии развиваются по метасоматитам первой стадии в виде ветвящихся зон и гнездообразных выделений. Там, где они начинают преобладать, порода приобретает облик метабрекчии. Состав гидротермалитов второй стадии – адуляр-кварцевый, кварц резко преобладает. Адуляр тонкокристаллический, но хорошо ограненный, распределен неравномерно. Кварц тонкозернистый, насыщенный пелитоморфными включениями и фрагментами адуляризованных пород ранней стадии и адуляризованных вкрапленников полевых шпатов.

Третья стадия (рудная) – секущие прожилки, реже гнезда с резкими границами. Кварц и адуляр прожилков более крупнозернистые, чем в предрудных гидротермалитах, зерна их хорошо индивидуализированы и лишены пелитоморфных включений. Преобладает кварц, адуляр имеет подчиненное значение. Более мощные прожилки (сантиметр и более) часто сложены колломорфно-полосчатым кварцем, иногда с полосами адуляра или с каймой из разрозненных, хорошо ограненных зерен адуляра.

В целом можно отметить, что от ранней фазы к последней происходит закономерное увеличение содержания кварца, увеличивается размер и степень индивидуализации зерен кварца и адуляра и одновременно происходит сокращение объемов гидротермалитов.

Пространственное распределение ультракалиевых трахидацитов, их состав и структурные особенности указывают на их тесную связь с наложенной адуляризацией первой стадии метасоматоза, предшествующей рудной минерализации. В качестве связующих выступают породы, в которых при сохранении структурных особенностей первичных пород произошло образование гомоосевых и агрегатных псевдоморфоз адуляра по вкрапленникам плагиоклаза.

Намечается следующая, наиболее часто проявляющаяся направленность преобразования первичных пород на ранней предрудной стадии (от внешних к внутренним зонам гидротермальной системы): 1) образование за счет ионного обмена Na_2O на K_2O псевдоморфоз адуляра по микролитам полевых шпа-

тов (вкрапленники полевых шпатов на этом этапе остаются свежими – формирование ультракалиевых пород; 2) образование псевдоморфоз адуляра как по микролитам, так и по вкрапленникам полевых шпатов, при наличии в эдукте вкрапленников калинатрового полевого шпата последний также замещается водяно-прозрачным адуляром, обычно с характерными внутренними структурами типа песочных часов; 3) образование хорошо индивидуализированных выделений адуляра по основной массе пород.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вулканические породы с аномально высоким содержанием K_2O , известные в литературе как ультракалиевые риолиты, встречаются в окраинно-континентальных вулканических поясах среди пород различного фациального и химического состава. Они ассоциируют, с одной стороны, с породами с ненарушенным соотношением щелочей, а с другой стороны – с метасоматически измененными образованиями. Ультракалиевые породы отличаются невыдержанным соотношением K_2O и Na_2O , но суммарное содержание щелочей при этом сохраняется постоянным, таким же, как и в неизмененных породах. По составу редких и редкоземельных элементов ультракалиевые породы, за исключением редких щелочей, также не отличаются от пород нормального ряда.

Образование ультракалиевых пород происходит за счет ионного обмена Na_2O на K_2O с образованием гомоосевых псевдоморфоз адуляра по микролитам плагиоклаза и калинатрового полевого шпата при воздействии насыщенных калием гидротермальных растворов.

Поскольку за счет ультракалиевых пород расширяется видимый фронт гидротермальных околорудных изменений, эти породы могут играть важное значение при поисках полезных ископаемых, особенно важна их роль при поисках не выходящего на поверхность золото-серебряного оруденения эпитеpmального типа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Валуи Г.А. Полевые шпаты и условия кристаллизации гранитоидов (Прибрежная зона Приморья). М.: Наука, 1979. 147 с.
2. Баскина В.А. Ультракалиевые липариты Приморья // Сов. геология. 1978. № 1. С. 72–84.
3. Бурштейн Е.Ф., Кошелева И.А., Тевелев А.В. Ультракалиевый вулканизм Центрального Казахстана: распределение, возраст, металлогеническое значение // Московская школа геологов в Казахстане (К 45-летию ЦКЭ геол. ф-та МГУ). М.: Изд-во Моск. ун-та, 1996. С. 94–107.
4. Иванов К.С. Ультракалиевые липаритовые порфиры на Урале // Докл. АН СССР. Т. 247, № 4. 1979. С. 908–912.

5. Костов И. Минералогия. М.: Мир, 1971. 559 с.
6. Мишин Л.Ф. Породные группы и серии краевых вулканических поясов. М.: Наука, 1982. 122 с.
7. Мишин Л.Ф. Субвулканические интрузии кислого состава. М.: Наука, 1994. 207 с.
8. Мишин Л.Ф., Потоцкий Ю.П., Невструев В.Г. Геология, зональность гидротермально измененных пород и золото-серебряная минерализация купола Красивый (Ульинский прогиб) // Тихоокеан. геология. 1998. № 4. С. 106–116.
9. Мишин Л.Ф. Гидротермально измененные породы и перспективная оценка месторождения Белая Гора // Геология и полез. ископаемые Приамурья. Хабаровск, 1999. С. 172–176.
10. Мишин Л.Ф., Бердников Н.В. Вторичные кварциты и их рудоносность. Владивосток: Дальнаука, 2003. 160 с.
11. Наседкин В.В. Кислый вулканизм и водосодержащие стекла Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1983. 100 с.
12. Николаенко Ю.С. Геохимия ультракалиевых риолитов Зырянского района (Рудный Алтай) и условия их формирования // Труды научной конференции молодых ученых ИМГРЭ, посвященной 70-летию Великого Октября. М.: ВИНТИ, 1989. С. 66–70.
13. Попов В.С., Николаенко Ю.С. О происхождении ультракалиевых риолитов // Зап. ВМО. 1988. Вып. 3. С. 294–304.
14. Секи-Фукс В. Калиевый метасоматоз и гидротермальное оруденение Карпатской рудоносной области // Метасоматизм и рудообразование. М.: Недра, 1979. С. 156–160.
15. Стюарт Дэвид Б. Образование богатых кремнеземом калиевых стекловатых пород // Эволюция изверженных пород. М.: Мир, 1983. С. 332–343.
16. Ушаков О.П. К вопросу происхождения калиевых пород эффузивного облика (калишпитофиров) на примере Центрального Казахстана // Зап. ВМО. 1972. Вып. 1. С. 67–75.
17. Фромберг Э.Д. О природе ультракалиевых липаритов // Докл. АН СССР. 1980. Т. 253, № 3. С. 684–687.
18. Фромберг Э.Д. К проблеме генезиса калиевых липаритов восточной части Рудного Алтая // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т. 2, вып. 56. С. 78–88.
19. Bowen N. L. Evolution of the Igneous Rocks. Princeton University Press, 1928. 334 p.
20. Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. Rare earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1978. V. 42. P. 1199–1212.
21. Fridman I., Smith R.L. The deuterium content of water in some volcanic glasses. // Geochim. Cosmochim. Acta. 15. 1958. 218–228 p.
22. Lipman P.W. Chemical comparison of glassy and crystalline volcanic rocks. U.S. Geological Survey Bull, 1201-D, 1965. P. 01–024.
23. Taylor R.E. Advances in Obsidian Glass Studies // Noyes Press, Park Ridge, N. J. 1976. 360 p.
24. Truesdell A. H. Ion-exchange constants of natural glasses by the electrode method // Am. Mineral., 1966, N 51. 110–122 p.

Поступила в редакцию 6 марта 2006 г.

Рекомендована к печати С.М. Родионов

L.F. Mishin

The nature and prospecting implications for ultrapotassic rhyolites as exemplified by epithermal gold-silver deposits of the Far East

As exemplified by gold-silver deposits it is shown that ultrapotassic rocks known in the literature as ultrapotassic rhyolites are formed at the early pre-ore stage of metasomatic transformations of rocks affected by hydrothermal solutions. These transformations imply ion exchange of sodium for potassium attended by the formation of pseudomorphs replacing microlites and crystallites of feldspars. Ultrapotassic rocks at the gold-silver deposits form a halo that builds on hydrothermal metasomatic zoning upward and in breadth from the ore deposits and thus are an essential characteristic for searching for ore deposits, primarily for prediction of unexposed mineralization.

Key words: ultrapotassic rhyolites, gold-silver deposits, hydrothermalites, quartz-adularia rocks, pseudomorphs, Far East.

ДАЙКИ И ОРУДЕНЕНИЕ В РУДНЫХ ПОЛЯХ ЭПИТЕРМАЛЬНЫХ ФЛЮОРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАБАЙКАЛЬЯ И МОНГОЛИИ

К.Б. Булнаев

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

Рассмотрены структурные, возрастные и генетические соотношения даек магматических интрузивных пород и оруденения в рудных полях эпитеpмальных флюоритовых месторождений Забайкалья и Монголии. Показано, что все исследованные типы даек представляют собой жильные дериваты более древних, чем оруденение, магматических комплексов. Флюоритовые месторождения, сформировавшиеся в раннем мелу, оторваны от них более чем на 70 млн лет, оруденение повсеместно наложено на дайки. Совмещение их в пространстве обусловлено особенностями геологического строения провинции, широким распространением в ней магматических пород и их жильных дериватов, локализацией месторождений в зонах развития даек, общностью структурного фактора их локализации.

Ключевые слова: флюоритовые месторождения, дайки интрузивных пород, оруденение, возраст, Забайкалье, Монголия.

ВВЕДЕНИЕ

В строении постмагматических месторождений почти всегда принимает участие то или иное количество разных по составу и возрасту дайковых образований. Изучение соотношений даек и оруденения способствует решению таких важных вопросов генезиса месторождений, как возраст минерализации, связь ее с процессами магматизма и т.д. [8, 11]. Кроме того, оно позволяет сделать ряд важных выводов чисто прикладного значения.

Проблема соотношений даек и гидротермально-го оруденения изучалась главным образом на примере месторождений гипо- и мезотермального типов, связь которых с массивами магматических пород более или менее очевидна. Что касается обширной группы эпитеpмальных месторождений, характеризующихся отсутствием выраженной связи с магматизмом, то роль даек в образовании и локализации их исследована слабо. Применительно к флюоритовым месторождениям этот вопрос был рассмотрен на примере Западного Забайкалья [21, 25, 26]. Существует высказывание о возможной парагенетической связи всего комплекса эпитеpмальных месторождений Монголии, включая и флюоритовые, с дайками позднемезозойских щелочных базальтоидов [12, 19].

Собственно флюоритовые месторождения большинства флюоритоносных провинций мира относятся к классу эпитеpмальных (Забайкалье, Монголия,

Китай, Тайланд, Казахстан, Средняя Азия и др.). Для них характерна приуроченность к областям рифтогенеза или тектоно-магматической активизации. Месторождения, концентрируясь вдоль зон глубинных и региональных разломов и сопряженных с ними рифтовых впадин, образуют протяженные (до тысячи км) рудные пояса и зоны [5, 15, 17, 26].

Размещение месторождений на рудоносных площадях носит неравномерный характер и определяется главным образом наличием благоприятной структурной обстановки, развитием системы разрывных нарушений. Роль магматического фактора в распределении оруденения не проявлена.

Многочисленные, нередко крупные по размерам флюоритовые месторождения Забайкалья, Монголии и Северо-Восточного Китая образуют одну из крупнейших в мире Центрально-Азиатскую флюоритоносную провинцию [5]. Месторождения характеризуются близкими геолого-структурными условиями локализации, имеют одинаковый минеральный состав и близкий раннемеловой возраст, содержат во многом сходный набор даек. В течение многих лет автор имел возможность изучать эти вопросы, собирать материал, который и послужил основой для данной статьи. Но в связи с тем, что соотношения даек с флюоритовыми месторождениями провинции изучены слабо, в ней не делается акцент на одной определенной группе даек, а рассматриваются все выявленные их типы.

ДАЙКИ РУДНЫХ ПОЛЕЙ

Развитие даек магматических пород – одна из особенностей строения эпитермальных флюоритовых месторождений. В большинстве флюоритоносных провинций мира состав даек ограничен одной-двумя разновидностями. На флюоритовых месторождениях Казахстана известны главным образом дайки диабазовых и диоритовых порфиров [9]. В рудных полях Таджикистана установлены только дайки диабазовых порфиров [22]. Аналогичная картина наблюдается и на месторождениях Узбекистана [16]. На флюоритовых месторождениях районов Иллинойс–Кентукки (США) интрузивные породы представлены дорудными дайками перидотитов и лампрофиров [10].

В отличие от отмеченного, для рудных полей флюоритовых месторождений Центрально-Азиатской флюоритоносной провинции характерен более пестрый состав даек. По этому признаку дайки подразделяются на пять неравнозначных по распространенности групп: а) трахибазальты (трахидолериты), б) кварцевые монцониты, в) сиениты и сиенодиориты, г) кварцевые сиениты и д) трахириолиты. Общим для них является повышенная щелочность (табл. 1). В системе координат

$\text{SiO}_2 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, по [2], фигуративные точки всех групп даек располагаются в поле распространения пород субщелочного ряда (рис. 1). Немногочисленная группа даек трахириолитов попадает даже в поле щелочных лейкогранитов.

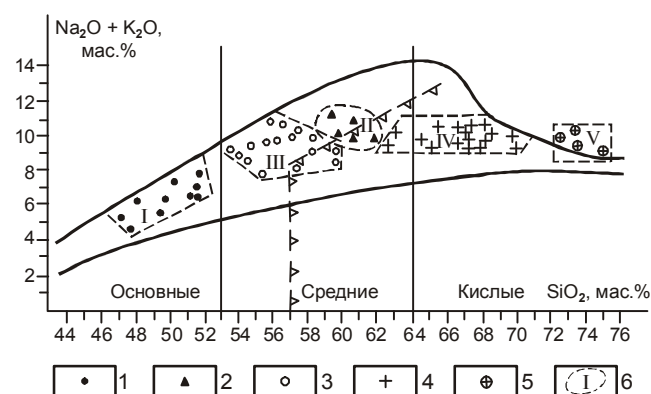


Рис. 1. Положение дайковых пород флюоритовых месторождений Забайкалья и Монголии на классификационной диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (по [2]).

Дайки: 1 – трахибазальтов; 2 – кварцевых монцонитов; 3 – сиенитов и сиенодиоритов; 4 – кварцевых сиенитов и сиенит-порфиров; 5 – трахириолитов; 6 – поля распространения дайковых групп (I–V).

Таблица 1. Средний химический состав (мас.%) и главные петрохимические характеристики дайковых пород эпитермальных флюоритовых месторождений Забайкалья и Монголии.

Оксиды	1	2	3	4	5
SiO_2	48.88	59.45	56.43	66.70	73.54
TiO_2	1.52	0.89	1.46	0.58	0.23
Al_2O_3	16.23	16.91	17.36	15.32	13.17
Fe_2O_3	4.82	3.62	4.61	2.43	0.66
FeO	4.74	1.92	2.42	1.06	0.85
MnO	0.12	0.10	0.13	0.10	0.04
MgO	4.31	1.95	2.19	0.83	0.17
CaO	6.84	2.26	2.98	2.28	0.35
Na_2O	3.58	4.71	5.02	4.40	4.50
K_2O	2.74	4.65	4.46	5.62	5.40
P_2O_5	0.91	0.35	0.78	0.13	0.05
n.p.n.	4.46	2.68	2.46	1.18	0.68
Сумма	99.15	99.49	100.30	100.63	99.64
$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$	1.31	1.01	1.13	0.78	0.83
al^1	1.17	2.26	1.88	3.55	7.84
f^1	15.39	8.38	10.68	-	1.91
Ka	-	0.55	0.55	0.65	0.75
n	10	6	16	16	4

Примечание. Группы даек: 1 – трахибазальтов (трахидолеритов), 2 – кварцевых монцонитов, 3 – сиенитов и сиенодиоритов, 4 – кварцевых сиенитов и сиенит-порфиров, 5 – трахириолитов. Петрохимические показатели: al^1 – глиноземистость, f^1 – железистость, Ka – коэффициент агпаитности, n – число анализов. Коэффициент глиноземистости рассчитывается по формуле: $\text{al}^1 = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}}$; показатель железистости $\text{f}^1 =$

$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2}{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}$, коэффициент агпаитности $\text{Ka} = \frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$. Анализы выполнены в химической лаборатории Геологического института СО РАН (г. Улан-Удэ) методами ССН (петрогенные оксиды). Аналитики В.А. Иванова, Н.Л. Гусева.

Дайки трахибазальтов (трахидолеритов) имеют на флюоритовых месторождениях провинции ограниченное распространение. В их развитии наблюдается определенная пространственно-временная связь с проявлением юрского трахибазальтового вулканизма.

В целом это темные или темно-серые плотные породы порфировой структуры, в составе которых главную роль играют основной плагиоклаз (андезин) и подчиненный ему моноклинный пироксен. В основной массе в небольшом количестве присутствуют ортоклаз, сильно измененный оливин и биотит. Порфировые выделения представлены идиоморфными зернами плагиоклаза.

По химизму породы характеризуются низким содержанием кремнезема и суммы щелочей при относительно повышенной концентрации оксидов Fe, Mg и Ca (табл. 1). $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ отношение соответствует значению этого показателя в трахибазальтах и свидетельствует о принадлежности породы к калиево-натриевой серии. Подобное же соответствие наблюдается и по другим петрохимическим характеристикам, в частности по коэффициентам глиноземистости (al^1), железистости (f^1) и фемичности (Кф).

Дайки кварцевых монцонитов известны на флюоритовых месторождениях в разных частях провинции. Они отмечаются не только в рудных узлах и поясах, но и за их пределами среди разных по возрасту гранитоидов.

Кварцевые монцониты даек – темно-серые породы, аллотриоморфнозернистой, участками призматическизернистой структуры. Состав их определяется господствующим развитием плагиоклаза (60–70 %), присутствием биотита (20–30 %) и кварца (5–10 %). Широко проявившиеся в породе постмагматические изменения выразились в частичном или полном замещении основных породообразующих компонентов вторичными минералами. По плагиоклазу развит серицит, в меньшей степени – альбит, по биотиту – хлорит. По-видимому, первоначально в породе присутствовало небольшое количество пироксена, который затем был замещен хлоритом. В монцонитах довольно много магнетита и титаномагнетита (8–10 %), отмечаются апатит (до 2 %) и сфен.

По химическому составу и петрохимическим характеристикам породы даек рассматриваемой группы соответствуют кварцевым монцонитам [2, 20] калиево-натриевой ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1.00$) умеренно щелочной ($\text{Ka} = 0.55$) серии.

Дайки сиенитов и сиенодиоритов наиболее характерны для флюоритоносных рудных полей Западного Забайкалья, где проявился среднеюрский

бимодальный трахириолит-трахибазальтовый вулканизм. В большинстве случаев они представлены сериями субпараллельных тел, протягивающихся вдоль разломов на сотни метров при мощности от 3–5 до 40 м. Вмещающей их средой чаще служат юрские вулканиты, подстилающие их осадочные породы и различные гранитоиды.

Внешне сиениты и сиенодиориты – неравномернозернистые зеленовато-розовые и желтовато-бурые породы среднезернистого строения. Типоморфными для них являются калиевый полевой шпат (50–60 %), биотит (12–15 %), роговая обманка (5–7 %). В составе пород существенную роль также играют кварц (5–10 %), магнетит (3–5 %) и апатит (1–4 %). В единичных знаках, иногда до 1% отмечается моноклинный пироксен.

Сиениты и сиенодиориты, как правило, метасоматически изменены. По полевым шпатам и темноцветным минералам развиты альбит, хлорит, эпидот, серицит, карбонат и пелит. Образование калишпата тоже связано с проявлением метасоматического процесса. Минерал развивается по плагиоклазу, часто содержит его реликты. Иногда калиевый полевой шпат образует вокруг кристаллов плагиоклаза (олигоклаза) каемку толщиной 0.04–0.06 мм. В зависимости от характера и интенсивности процессов замещения меняется количественное соотношение минералов, нередко сиенит переходит в сиенодиорит.

По соотношению щелочей сиениты и сиенодиориты принадлежат к калиево-натриевой серии, характеризуются умеренной щелочностью ($\text{Ka}=0.55$) (табл. 1). От кварцевых монцонитов предыдущей группы даек они отличаются меньшим коэффициентом глиноземистости ($\text{al}^1 = 1.88$) и большей железистостью ($\text{f}^1 = 10.68$). Для них характерно низкое содержание кварца (менее 5 %) при преобладающем развитии калиевого полевого шпата (до 50 %).

Дайки кварцевых сиенитов и сиенит-порфиров развиты на флюоритовых месторождениях не широко, главным образом в Западном Забайкалье. В других частях флюоритоносной провинции дайки этого типа, как правило, отсутствуют. По своему размещению они обнаруживают определенную связь с триасовыми субвулканическими интрузиями кварцевых сиенитов и, по-видимому, являются их жильными дериватами.

В минеральном составе роль главных породообразующих минералов играют калиевый полевой шпат (50–75 %) и плагиоклаз (до 20 %). В меньшем количестве присутствуют кварц (10–15 %), амфибол (до 10 %), биотит (2–3 %). Акцессорные минералы представлены апатитом, флюоритом, сфеном, цирконом.

Подобно сиенитам и сиенодиоритам кварцевые сиениты и сиенит-порфиры метасоматически изменены. По полевым шпатам и темноцветным минералам развиты альбит, серицит, пелит, хлорит, карбонат.

По соотношениям щелочей породы относятся к калиево-натриевой серии, характеризуются относительно повышенным значением коэффициентов глиноземистости ($al^1 = 3.55$) и алкаитности ($Ka = 0.65$). Но главное отличие кварцевых сиенитов и сиенит-порфиров от пород предыдущей группы заключается в более высоком содержании кремнезема ($SiO_2 = 66.70\%$).

Дайки трахириолитов мало характерны для флюоритовых месторождений провинции. Они известны в нескольких пространственно удаленных друг от друга рудных полях. В одном случае (Эгитинское месторождение) дайки явно связаны с юрскими кислыми вулканитами, в разрезе которых присутствуют близкие по составу риолиты.

Дайки трахириолитов, как и жильные тела предыдущих двух групп, приурочены к тем же зонам разломов, которые контролируют размещение флюоритовых месторождений, что позволяет выявлять их возрастные и структурные соотношения.

В минеральном составе трахириолитов главную роль играют калиевый полевой шпат, кварц и плагиоклаз, темноцветный минерал представлен биотитом. Вкрапленники образованы калиевым полевым шпатом.

В отличие от сиенитов и сиенодиоритов трахириолиты характеризуются повышенным содержанием кремнезема, хотя суммарное содержание щелочей находится примерно на том же уровне (табл. 1). Щелочность пород немного выше, чем в сиенитовых дайках.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ДАЕК

В развитии даек магматических пород во флюоритовых рудных поясах Забайкалья и Монголии наблюдается определенная закономерность. Жильные тела кварцевых монцонитов, имеющие в целом широкое площадное распространение и, по-видимому, более древнее происхождение, не отмечаются в рудных полях и месторождениях, размещающихся среди среднеюрских и более молодых вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. В то же время, многочисленные дайки сиенитового состава находятся наоборот с теми из них, которые расположены в ареале развития среднеюрского трахириолит-трахибазальтового вулканизма, здесь же размещены и редкие дайки трахибазальтов и трахириолитов.

Наиболее высокой насыщенностью дайковыми образованиями и разнообразием их состава отличаются рудные поля флюоритовых месторождений Западного Забайкалья. В них преобладают дайки кварцевых монцонитов, сиенитов, сиенодиоритов, реже кварцевых сиенитов и сиенит-порфиров (Хурайское, Таширское и другие рудные поля). Локальным распространением пользуются дайки трахибазальтов (трахидолеритов) и трахириолитов (Чикойское рудное поле).

На флюоритовых месторождениях Восточного Забайкалья развитие даек магматических пород носит ограниченный характер и зависит от особенностей их геологического строения. На многих из них, локализующихся среди позднемезозойских вулканитов (средняя-верхняя юра), дайки, как правило, отсутствуют (Бугутурское и Абагайтуйское рудные поля). Они появляются на тех месторождениях, где вмещающей оруденение средой служат палеозойские гранитоиды (Кличкинское рудное поле, Солонечное и Березовское месторождения). Это в основном дайки кварцевых монцонитов, реже лейкогранитов, гранит-порфиров, лампрофиров и трахибазальтов.

Близкая к описанной картина наблюдается в рудных полях флюоритовых месторождений Монголии [15]. Развитие даек характерно в основном для тех месторождений, в геологическом строении которых участвуют палеозойские и раннемезозойские гранитоиды (месторождения Бэрхе, Дельгерханское, Хараайрагское, Билх-Ула и другие). Среди них преобладают дайки кварцевых монцонитов, гранит-порфиров, микрогранитов, сиенит-порфиров, трахибазальтов. И, наоборот, на флюоритовых месторождениях, залегающих среди позднеюрско-раннемеловых вулканитов, дайки полностью отсутствуют (Цаган-Элигени, Дзунцагандель, Обо-Сомон, Ямата).

В зависимости от структурных условий дайки представлены либо отдельными жилыми и линзовидными телами, либо их сериями. Наиболее крупные и плотные концентрации образуют дайки сиенитов, сиенодиоритов, кварцевых сиенитов и сиенит-порфиров, широко распространенные в рудных полях Западного Забайкалья. Здесь же наблюдаются иногда значительные скопления даек кварцевых монцонитов.

Мощность и протяженность даек различны, варьируют соответственно от 2–4 до 20–22 м и от 80–100 до 600–800 м. Простираемость их в разных частях провинции тоже различна. В Западном Забайкалье она преимущественно северо-восточная, иногда субширотная, в Восточном Забайкалье и Монголии – северо-западная, реже субширотная или северо-восточная.

ВОЗРАСТ ДАЕК

В Западном Забайкалье дайки эпитермальных флюоритовых месторождений вместе с дайковыми образованиями, развитыми за пределами их рудных полей, ранее объединялись в один самостоятельный магматический комплекс раннемелового возраста [7, 21, 26]. Основанием для этого послужили факты пересечения дайками сиенитов и сиенодиоритов грубообломочных осадочных отложений, сопоставляемых с угленосными молассах раннемеловых рифтовых впадин. Однако позднее было установлено, что эти терригенные породы имеют более древний возраст, представляют собой базальные слои среднеюрской ичетуйской осадочно-вулканогенной свиты [5, 7]. Во многих пунктах развития свиты сиенитовые дайки отчетливо прорывают не только данные отложения, но и всю толщу залегающих выше вулканитов.

Было также установлено, что ни одна из описанных групп даек, как и дайки других типов, не отмечается в вулканитах и осадочных отложениях позднеюрско-раннемелового и раннемелового возраста. В Гусиноозерской впадине в базальных слоях выполняющих ее нижнемеловых отложений обнаружена хорошо окатанная галька сиенодиорита, подобного слагающему серию даек в обрамлении структуры. В разновозрастной Иволгинской впадине, в окрестностях одноименного флюоритового месторождения, сходные по стратиграфическому положению конгломераты и полимиктовые песчаники залегают на размытой поверхности даек сиенодиоритов и вмещающих их палеозойских гранитов (рис. 2).

Следовательно, имеются веские основания считать, что сиенитовые и сиенодиоритовые дайки рудных полей флюоритовых месторождений Западного Забайкалья имеют среднеюрский–дораннемеловой возраст.

Дайки кварцевых монцонитов в районах Западного Забайкалья являются, по-видимому, одними из

наиболее древних. Для них характерно широкое площадное распространение, развитие не только во флюоритовых рудных полях, но и далеко за их пределами, где проявился палеозойский или ранне-мезозойский гранитоидный магматизм.

В бассейне р.Джиды дайки кварцевых монцонитов залегают в толще докембрийских кристаллических сланцев, надвинутых на среднеюрские вулканиты, но не пересекают последние [3]. В то же время, в породах автохтона надвига, т.е. среди вулканитов, наблюдается развитие только даек сиенитов и сиенодиоритов (рис. 3). Кроме того, на ряде флюоритовых месторождений установлены факты пересечения жильных кварцевых монцонитов дайками сиенитового состава.

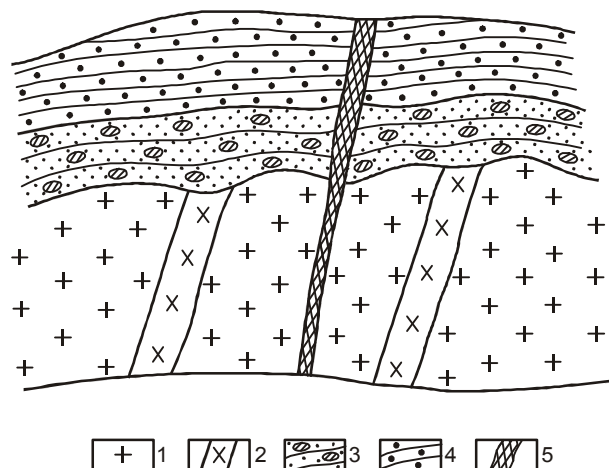


Рис. 2. Перекрытие даек сиенодиоритов раннемеловыми осадочными отложениями. Иволгинское флюоритовое месторождение.

1 – палеозойские граниты; 2 – дайки сиенодиорита; раннемеловые отложения: 3 – конгломераты, 4 – песчаники; 5 – кварц-флюоритовая жила.

Таблица 2. К-Аг возраст даек из флюоритовых месторождений Западного Забайкалья.

Проба	Месторождение, рудопроявление	Дайка	К, мас. %	Ar^{40}/K^{40}	Возраст, млн лет
БУ-39	Бурун-Ульское	Микросиенит-порфир	3.30	0.0127	216.0
УИ-40	Аро-Таширское	Сиенит-порфир	4.72	0.0132	232.0
T-160	– " –	– " –	4.71	0.0144	242.0
T-136	Верхне-Торейское	Микросиенит	4.90	0.0099	170.0
НК-53	Нарын-Кундуйское	Сиенодиорит	3.89	0.010	172.0
T-158	Титовское	– " –	3.96	0.010	172.0
X-1	Хурайское	– " –	4.31	0.010	172.0

Примечание. Анализ выполнен в лаборатории геохронологии ИГиГ СО РАН, экспериментальная воспроизводимость анализов $\xi = 3\%$.

По данным К-Аг датировок, дайки интрузивных пород рудных полей флюоритовых месторождений Западного Забайкалья подразделяются на две возрастные группы: а) кварцевых сиенитов и сиенит-порфиров с возрастом 216–242 млн лет и б) сиенитов и сиенодиоритов с возрастом 170–178 млн лет (табл. 2). Установлено, что первая группа даек отмечается преимущественно на тех месторождениях, которые залегают среди раннемезозойских (средне-позднетриасовых) гранитоидов и, по-видимому, являются их жильными дериватами. Более молодые дайки сиенитов и сиенодиоритов обнаруживают тесную связь с вулканитами среднеюрской ичетуйской свиты и отчетливо прорывают их. Очевидно, формирование даек этой группы происходило тоже в среднеюрское время. Этим объясняется отсутствие их в полях развития позднеюрско-раннемеловых базальтоидов и среди нижнемеловых угленосных отложений.

Как уже отмечено, для рудных полей флюоритовых месторождений Восточного Забайкалья и Монголии дайки магматических пород менее характерны. Обычно они развиты в тех из них, где оруденение сосредоточено среди палеозойских или раннемезозой-

ских гранитоидов. В позднеюрских и раннемеловых вулканогенных и осадочно-вулканогенных толщах дайки, как правило, отсутствуют.

Несомненно мезозойский возраст имеют дайки кварцевых монзонитов на Калангуйском флюоритовом месторождении, где они прорывают среднеюрские осадочные отложения. На соседнем Оцолуйском месторождении полимиктовые песчаники того же времени пересечены серией даек подобного состава. В обоих случаях дайки слагают согласные с вмещающей толщей тела мощностью от 2 до 10 м (рис. 4).

По происхождению дайки эпitherмальных флюоритовых месторождений Центрально-Азиатской флюоритоносной провинции могут быть подразделены на два типа: вулканогенные и плутонические [11]. К первому из них относятся наиболее молодые и широко распространенные дайки сиенитов и сиенодиоритов. Дайки этого типа отмечаются главным образом на тех месторождениях, которые расположены в ареалах развития среднеюрских бимодальных вулканитов, имеют близкий им геологический возраст.

К этому же типу, по-видимому, относятся более редкие дайки трахибазальтов и трахириолитов,

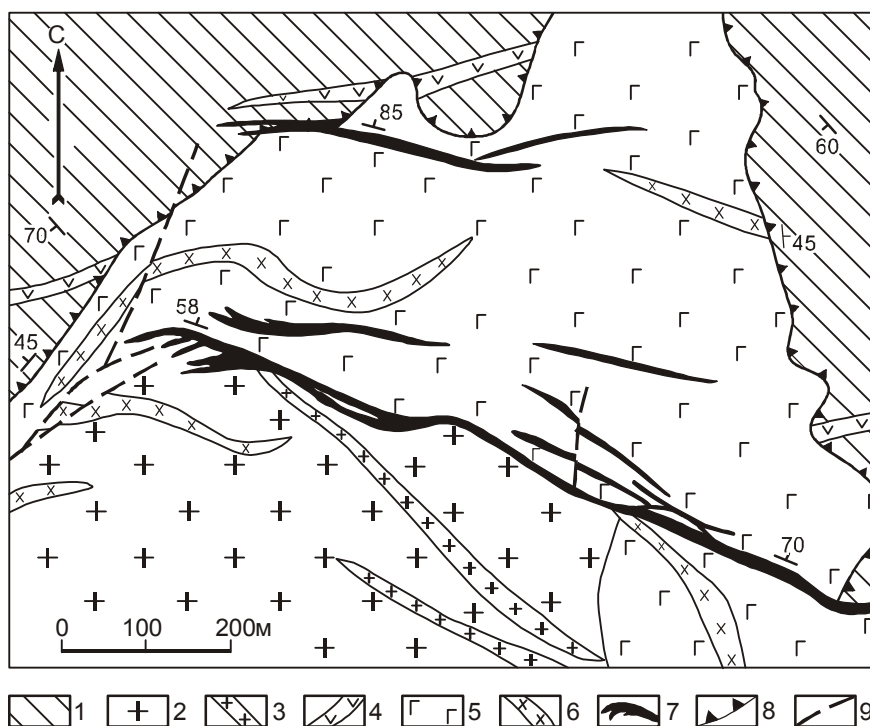


Рис. 3. Соотношение даек магматических пород и кварц-флюоритовых рудных тел с Хурайским надвигом и среднеюрскими вулканитами.

1 – докембрийские кристаллические сланцы; 2 – палеозойские лейкограниты; 3 – дайки гранит-порфиров; 4 – дайки кварцевых монзонитов; 5 – среднеюрские вулканиты; 6 – дайки сиенодиоритов; 7 – кварц-флюоритовые жилы; 8 – Хурайский надвиг; 9 – разломы.



Рис. 4. Характер пересечения кварц-флюоритовыми жилами даек кварцевых монцонитов. Оцолуйское месторождение (Восточное Забайкалье).

1 – ниже-, среднеюрские аргиллиты и алевролиты с прослоями песчаников; 2 – дайки кварцевых монцонитов; 3 – кварц-флюоритовые жилы.

известные преимущественно на Эгитинском флюоритовом месторождении в Западном Забайкалье. Дайки имеют тесную пространственную связь со среднеюрской удинской свитой, сложенной трахибазальтами, трахиандезитами, трахитами, трахириолитами и их туфами.

К дайкам плутонических комплексов следует отнести жильные тела кварцевых монцонитов. Для них характерно распространение на большей части территории провинции часто вне всякой пространственной связи с флюоритовыми месторождениями. Во флюоритоносных рудных полях Западного Забайкалья дайки имеют явно досреднеюрский возраст, но на некоторых месторождениях Восточного Забайкалья (Солонечное, Калангуйское и др.) они прорывают среднеюрские осадочные отложения. Очевидно, дайки кварцевых монцонитов разновозрастны.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ СООТНОШЕНИЯ ДАЕК И ФЛЮОРИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Как отмечено, предположение о парагенетической связи флюоритовых месторождений Западного Забайкалья с дайками сиенитов и сиенодиоритов, основанное на данных о близости их геологического возраста, в дальнейшем не подтвердилось [5]. Приведенные выше данные показывают, что дайки этого типа имеют среднеюрский возраст, тогда как флюоритовые месторождения являются раннемеловыми [4, 13, 14, 17]. Отмечавшийся некоторыми исследователями [21, 25] непосредственный переход апофизы одной из даек сиенодиорита Титовского месторождения в полевошпат-кварц-флюоритовый прожилок в действительности оказался ответвлением залегающей рядом кварц-флюоритовой жилы с адуляром.

Рудные тела флюоритовых месторождений Забайкалья и Монголии представлены протяженными

плито- и линзообразными жилами выполнения и минерализованными зонами дробления. Оруденение независимо от состава и возраста вмещающей его среды контролируется зонами разрывных нарушений. Дайки магматических пород нередко располагаются вдоль этих же разломов и по отношению к оруденению имеют явно дорудное происхождение. Поэтому часто наблюдается наложение флюоритовой минерализации на дайки. Следовательно, совмещение даек и рудных тел носит чисто структурный характер и обусловлено приуроченностью и тех, и других к одним зонам длительно развивавшихся разломов. Очевидно, нет оснований усматривать в этом парагенетическую связь месторождений с описанными дайковыми сериями, в частности с дайками сиенитов и сиенодиоритов.

Развитие даек в рудных полях флюоритовых месторождений Забайкалья и Монголии обусловлено главным образом особенностями геологического строения провинции, широким распространением разновозрастных магматических образований, в том числе дайковых. В позднемезозойское время, по-видимому, участки концентрации дайковых тел, приуроченных к зонам крупных разломов, оказались наиболее благоприятными для образования рудовмещающих трещинных структур. Вместе с тем, при рассмотрении конкретных месторождений не наблюдается закономерной пространственной связи их с дайками определенного состава. Более того, известны случаи, когда кварц-флюоритовые жилы пересекают описанные дайковые серии вкрест их простираения. Подобные соотношения наблюдались, в частности, на Берхинском месторождении в МНР [15], в Уртуйском рудном поле в Восточном Забайкалье [1], на рудопоявлениях бассейна р.Джиды в Западном Забайкалье (рис. 5).

Таким образом, сонахождение даек магматических пород и флюоритовых месторождений Забайкалья и Монголии обусловлено наложением оруденения на дайковые поля более древних магматических комплексов, приуроченностью тех и других к зонам длительно развивавшихся разломов.

Для выяснения парагенетической связи флюоритовых месторождений провинции с проявлениями условно близкого по возрасту магматизма исследователи обычно используют минералого-геохимический критерий – повышенное содержание фтора в породах и присутствие в них акцессорного флюорита [18, 21, 26]. Следуя этому принципу, нами были проана-

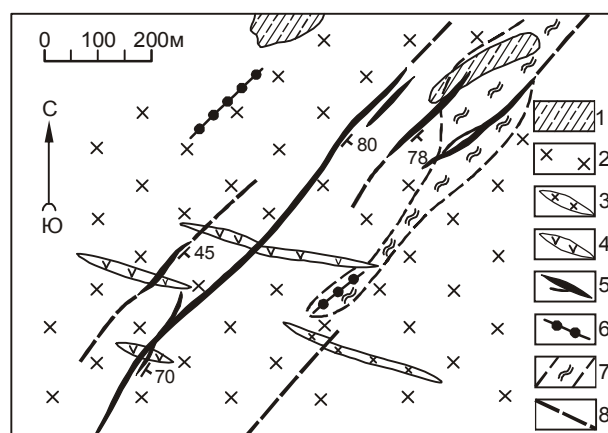


Рис. 5. Соотношения даек сиенодиоритов и кварц-флюоритовых рудных тел на рудопоявлениях бассейна р. Джиды (Западное Забайкалье).

1 – ксенолиты кристаллических сланцев, 2 – палеозойские граниты, 3 – дайки лейкократового гранита, 4 – дайки сиенито-диорита, 5 – кварц-флюоритовая жила, 6 – кварцевая жила, 7 – зона каолинизации гранита, 8 – разрывные нарушения.

Таблица 3. Содержание фтора в дайках флюоритовых месторождений Забайкалья и Монголии (мас.%).

Порода	Месторождение	Число анализов	Среднее содержание
Трахитобазальт	Новопавловское - I	3	0.16
– " –	Чикойское	2	0.14
Диабазовый порфирит	Титовское	2	0.21
Сиенит, сиенодиорит	Падь Харюта	11	0.16
– " –	Титовское	8	0.16
– " –	Хурайское	6	0.15
Кварцевый сиенит-порфир	Титовское	3	0.06
Кварцевый микросиенит	Нарин-Кундуйское	2	0.06
– " –	Наранское	8	0.06
– " –	Аро-Таширское	5	0.07
Кварцевый монцит	9-я Пятница	3	0.08
– " –	Бэрхэ (МНР)	3	0.14

Примечание. Анализы выполнены А.А. Цыреновой в химической лаборатории Геологического института СО РАН.

лизированы на фтор все основные группы даек из рудных полей (табл. 3). Результаты анализа показывают, что наиболее высокие содержания элемента характерны для даек трахибазальтов и диабазовых порфиритов. Близкие значения концентраций установлены в дайках сиенитов и сиенодиоритов. В дайках кварцевых сиенитов, сиенит-порфиров и монцонитов содержание фтора находится на уровне кларка в земной коре.

Изучением особенностей распределения фтора в мезозойских магматических комплексах Забайкалья и Монголии было установлено, что содержание в них этого галоида зависит от щелочности пород [6, 15, 23, 24]. По-видимому, по этой причине мезозойские вулканы, отличающиеся повышенным содержанием щелочей, и связанные с ними дайки трахибазальтов, сиенитов и сиенодиоритов характеризуются повышенной фтороносностью.

Таким образом, относительно повышенное содержание фтора в дайках трахибазальтов, сиенитов и сиенодиоритов не является надежным критерием для установления парагенетической связи с ними эпитермальных флюоритовых месторождений.

Для выяснения возможной связи флюоритовых месторождений Забайкалья и Монголии с дайками магматических пород в качестве одного из вероятных факторов нами был исследован характер распределения в них РЗЭ. На спайдер-диаграммах кривые содержания лантаноидов в породах трех главных типов даек (трахибазальты; сиениты и сиенодиориты; кварцевые сиениты) имеют одинаковый вид, образуют один плотный пучок (рис. 6). Вариация концентраций элементов в дайках крайне незначительна, имеет слабую тенденцию постепенного возрастания от сиенодиоритов к трахибазальтам.

В целом спайдер-диаграммы показывают явное преобладание в дайках элементов цериевой группы. Кривые содержания РЗЭ круто наклонены от La к Lu. Отношения La/Yb составляет: в трахибазальтах – 29,79, сиенодиоритах – 60,88, кварцевых сиенитах – 52,15.

Иной характер имеют спектры распределения лантаноидов во флюоритах (рис. 7). Кривые содержания элементов в минерале из месторождений также образуют один компактный пучок, который в отличие от кривых в дайках расположен горизонтально и пересекает ее в интервале между Gd и Dy. Кроме того, если в случае с дайками изменение содержания РЗЭ в спектре носит плавный характер, то во флюоритах оно характеризуется наличием незначительных пиков и минимумов. Отношения La/Yb во флюоритах варьируют от 0,60 в Монголии до 0,80 – в За-

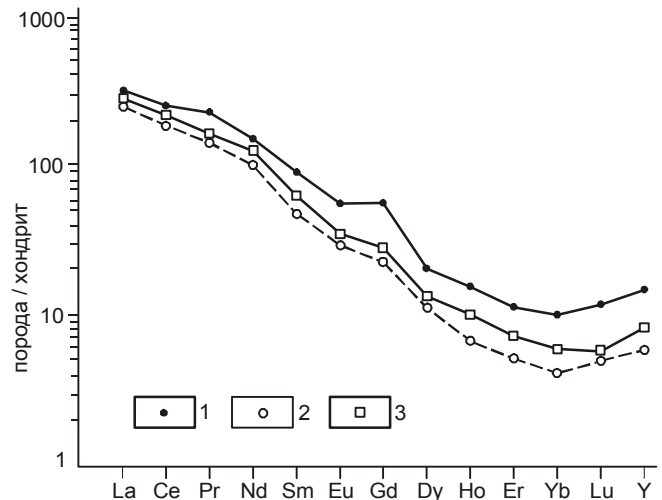


Рис. 6. Спектры распределения средних содержаний РЗЭ в дайках магматических пород флюоритовых месторождений.

Дайки: 1 – трахибазальтов, 2 – сиенодиоритов, 3 – кварцевых сиенитов.

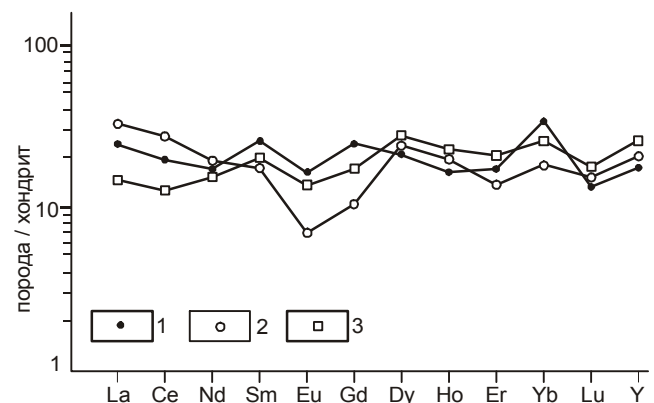


Рис. 7. Спектры распределения РЗЭ в рудных телах.

Флюориты из месторождений: 1 – Западного Забайкалья, 2 – Восточного Забайкалья, 3 – Монголии.

байкалье, что почти на два порядка ниже, чем в дайках. Показательно и то, что Eu/Eu* отношение в дайках варьирует от 260,0 до 374,7, а во флюоритах – от 42,9 до 52,0.

По-видимому, можно предположить, что отмеченные различия в распределении РЗЭ в дайках и флюоритах также свидетельствуют об отсутствии между ними парагенетической связи.

Анализ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношений во флюоритах из месторождений Забайкалья, размещающихся среди разных по составу и возрасту пород, показал значительную их стабильность. Величина этих отношений варьирует от 0,7077 до 0,7088, составляя в среднем

Таблица 4. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения во флюоритах эпитермальных флюоритовых месторождений Забайкалья*.

Месторождение	Проба	Вмещающие породы	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Хурайское	X-1	Контакт гранитов с трахибазальтами	0.7079
– " –	X-16	– " –	0.7079
– " –	X-2	– " –	0.7078
Бурун-Ульское	БУ-254	Граносиенит	0.7082
– " –	БУ-80	– " –	0.7078
Новопавловское	НП-6	Гранодиорит	0.7078
– " –	НП-32	– " –	0.7077
Абагайтуйское	8-82	Контакт лейкогранитов с базальтами	0.7088
– " –	52-82	– " –	0.7085
– " –	8-84	– " –	0.7088
Среднее	10		0.7081

*Анализы выполнены Г.А. Муриной в лаборатории геохимии изотопов и геохронологии ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) и В.Ф. Посоховым в Геологическом институте СО РАН (Улан-Удэ).

0.7081 (табл. 4). Ранее нами допускалось, что такое достаточно высокое и стабильное значение отношений изотопов стронция может указывать на связь флюоритовых месторождений провинции с нескрытыми эрозией позднемезозойскими гранитоидными телами [6].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Эпитермальные флюоритовые месторождения Забайкалья и Монголии не имеют выраженной связи с проявлениями магматизма. Из магматических образований наиболее близкими им по возрасту являются разные по составу дайки. Исследованием установлено, что дайки сиенитов и сиенодиоритов, наиболее молодые в исследованной дайковой серии, имеют среднеюрский возраст, оторваны от флюоритовых месторождений интервалом времени не менее 70 млн лет. Флюоритовое оруденение, как правило, наложено на дайки. Наблюдающееся иногда пространственное совмещение их в рудных полях обусловлено общностью структурного фактора локализации, а не наличием парагенетической связи.

Установлено, что повышенное содержание фтора в дайках не является надежным критерием связи с ними флюоритовых месторождений. Кроме того, дайки и флюориты из рассматриваемых месторождений имеют разный характер распределения РЗЭ. Отношения изотопов стронция во флюоритах указывают, скорее всего, на возможную связь месторождений с нескрытыми эрозией позднемезозойскими гранитоидами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анферов В.Е., Котов П.А., Плотнокова Т.М. Ургуйское месторождение // Месторождения Забайкалья. М.: Геоинформмарк, 1995. С. 185–189.
2. Богатиков О.А., Гоньшакова В.И., Ефремова С.В. и др. Классификация и номенклатура магматических горных пород. Справочник. М.: Недра, 1981. 159 с.
3. Булнаев К.Б., Гедыма А.Н. Этапы формирования структуры и стадийность рудообразования Хурайского рудного поля // Геология и металлогения Забайкалья. Улан-Удэ, 1969. С. 151–163.
4. Булнаев К.Б. Новые данные о возрасте эпитермальных флюоритовых месторождений Западного Забайкалья // Докл. АН СССР. 1971. Т. 196, № 5. С. 1163–1166.
5. Булнаев К.Б. Флюоритовые месторождения Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1976. 127 с.
6. Булнаев К.Б. Источник фтора эпитермальных флюоритовых месторождений, характер его эволюции // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 5. С. 85–94.
7. Вавилов С.М., Хренов П.М., Шерман С.И. Хурай-Байбинские дайки и флюоритовое оруденение Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 1969. № 9. С. 31–39.
8. Вольфсон Ф.И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 305 с.
9. Геология и оценка флюоритовых месторождений Казахстана. Алма-Ата: КазИМС, 1970. 203с.
10. Греган Р.М., Бредбери Дж.К. Флюорит-полиметаллические месторождения рудного района Иллинойс-Кентукки // Рудные месторождения США. М.: Мир, 1972. С. 114–144.
11. Ефремова С.В. Дайки и эндогенное оруденение. М.: Недра, 1983. 224с.
12. Жамсаран М., Лхамсуран Ж., Оболенский А.А. и др. Металлогения Монгольской народной республики (флюорит). Препринт № 9. Новосибирск: Изд-во ИГиГ, 1986. 46 с.
13. Комарова Г.Н. О нижнемеловом этапе формирования месторождений Восточного Забайкалья // Геология руд. месторождений. 1970. № 5. С. 102–106.
14. Корытов Ф.Я., Бямба Ж., Арахелянц М.И. и др. Новые данные о возрасте флюоритовой минерализации Монголии // Докл. АН СССР. 1978. Т. 241, № 5. С. 1151–1153.
15. Кошелев Ю.Я. Эпитермальные флюоритовые месторождения Восточно-Монгольского вулканического пояса. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1985. 134 с.
16. Линецкий Б.Т., Вайнова К.П., Малматин Г.И. Плавиловый шпат // Геология СССР. Т. XXIII. Узбекская ССР. М.: Недра, 1983. С. 143–149.
17. Маринов Н.А. О флюоритовой минерализации Восточной

- Монголии // Геология руд. месторождений. 1980. № 2. С. 99–103.
18. Михалева Л.А. Мезозойская лампрофир-диабазовая формация юга Сибири. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1989. 165 с.
 19. Оболенский А.А. Генезис месторождений ртутной рудной формации. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1985. 194 с.
 20. Петрографический кодекс. Магматические и метаморфические образования. СПб. Изд-во ВСЕГЕИ, 1995. 128 с.
 21. Розинов М.И. Посленижнемеловой комплекс // Интрузивные комплексы Забайкалья. М.: Недра, 1964. С. 106–112.
 22. Ронов Л.П. Генетические типы флюоритовых месторождений Таджикистана и закономерности их размещения // Учен. записки Среднеазиат. НИИ геологии и минер. сырья. 1963. Вып.10. С. 67–84.
 23. Трошин Ю.П. Геохимия летучих компонентов в магматических породах, ореолах и рудах Восточного Забайкалья. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1978. 172 с.
 24. Шатков Г.А. Фтор и хлор в базальтах как возможные индикаторы металлогенической зональности // Сов. геология. 1975. № 6. С. 121–126.
 25. Щеглов А.Д. Основные черты геологии и генезиса флюоритовых месторождений Западного Забайкалья // Геология руд. месторождений. 1961. № 3. С. 51–69.
 26. Щеглов А.Д. Эндогенная металлогения Западного Забайкалья Л.: Недра, 1966. 278 с.

Поступила в редакцию 20 июля 2006 г.

Рекомендована к печати С.М. Родионовым

K.B. Bulnaev

Dikes and mineralization in the ore fields of epithermal fluorite deposits, Transbaikal region and Mongolia

Structural, age and genetic relations between dikes of intrusive rocks and mineralization in the ore fields of epithermal fluorite deposits of the Transbaikal region and Mongolia are examined. It is shown that all the examined types of dikes are vein derivatives of magmatic complexes that are older than mineralization. Fluorite deposits formed in the Early Cretaceous are detached from them in time for more than 70 million years, and mineralization is ubiquitously superimposed on the dikes. Their frequent spatial coincidence in plan is due to the features of the province geological structure, wide distribution of magmatic rocks and their vein derivatives in it, and location of deposits in the zones of dike development.

***Key words:* dikes of intrusive rocks, fluorite deposits, mineralization, age, Transbaikal region, Mongolia.**

ТЕКТОНО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ УГОЛЬНЫХ БАССЕЙНОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

Г.А. Фандюшкин¹, А.И. Гресов²

¹Губкинский институт (филиал) Московского государственного открытого университета, г.Губкин

²Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток

В основу предлагаемой классификации угольных бассейнов Северо-Востока России положен историко-тектонический принцип, раскрывающий как направленность и стадийность развития земной коры рассматриваемого региона, так и особенности её современного строения. В классификации показано структурно-тектоническое положение всех классифицируемых объектов в увязке с их возрастом и дана характеристика их диагностических признаков. Это позволяет использовать её для качественного и количественного прогноза угленосности в регионе. Показано, что все угольные бассейны Северо-Востока России сформировались на орогенной стадии развития земной коры и приурочены к различным по геотектоническому положению и строению впадинам и прогибам. Это позволило выделить три класса бассейнов: *вулканических поясов, жестких блоков и складчатых областей*. Наиболее характерными типами бассейнов, приуроченных к жестким блокам и вулканогенному поясу, являлись соответственно *наложенные приразломные и вулканогенные*, а бассейнов, расположенных в складчатых областях – *наложенные впадины мезозойской области, орогенные наложенные прогибы, наложенно-унаследованные рифтогенные и внутрискладчатые прогибы*. Историко-тектонический принцип составления классификации угольных бассейнов позволил выявить связь особенностей их тектонического строения и характера угленосности с условиями их образования на различных стадиях эволюции земной коры в различных тектонических обстановках. Следовательно, определяя тип угольного бассейна по общим геологическим данным и его современному геотектоническому положению, можно прогнозировать: характер его гетерогенности; количество, набор и комбинации структурных и угленосных комплексов пород; формационные особенности этих комплексов и особенности накопления и преобразования исходного органического вещества; характер изменения по разрезу и площади складчатых и разрывных дислокаций, а также характер и масштабы угленосности; особенности проявления магматизма и степень метаморфизма угля.

Ключевые слова: классификация, угольные бассейны, вулканогенный пояс, жесткий блок, складчатая область, Северо-Восток России.

ВВЕДЕНИЕ

До настоящего времени вопрос о генетической классификации многочисленных угольных бассейнов, площадей и месторождений Северо-Востока России остаётся слабо разработанным. Основной причиной этого является низкая степень их геологической изученности. Частично данный вопрос рассматривался в работах Г.Г. Попова [6], Н.И. Погребнова [5], Н.В. Иванова [3] и В.М. Богомазова [1], в пятом и шестом томах монографии “Угольная база России” [8]. При этом разброс мнений относительно тектонического режима, сопровождавшего накопление угленосных формаций, довольно значительный. Так, например, Г.Г. Попов относит угленосную формацию Зырянского бассейна к геосинклинальному

типу, Н.В. Иванов – к орогенному и частично геосинклинальному, В.М. Богомазов – к орогенному, а Н.И. Погребнов – к платформенному.

Часто вопрос тектонической классификации угольных бассейнов рассматривается совместно с классификацией угленосных формаций, и это вполне закономерно, поскольку палеоструктура угольного бассейна определяет обычно и генетический тип угленосной формации. В пользу главенствующей роли тектогенеза, определяющего свойства угольных бассейнов, особенности протекающих в них процессов торфонакопления, углеобразования и дальнейшего сохранения угольных залежей, высказывали и многие исследователи. Действительно, все первичные диагностические признаки угленосных формаций

(мощность осадков, их литолого-фациальный состав и соотношения с окружающими комплексами пород, количество, мощность и морфология угольных пластов, петрографический состав и первичная окисленность угля) при прочих равных условиях в значительной степени обязаны своим происхождением тектоническому режиму развития площади углеобразования.

В связи с этим в основу предлагаемой классификации угольных бассейнов и угленосных площадей Северо-Востока положен историко-тектонический принцип, раскрывающий как направленность и стадийность развития земной коры рассматриваемой территории, так и особенности её современного строения. При этом по возможности были учтены взаимоотношения тектонических режимов во времени и в пространстве. В классификации показано структурно-тектоническое положение всех классифицируемых объектов в увязке с их возрастом и дана характеристика их диагностических признаков. Это позволяет использовать её для качественного и количественного прогноза угленосности в регионе.

КЛАССИФИКАЦИЯ УГОЛЬНЫХ БАССЕЙНОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

По мнению автора, все угольные бассейны Северо-Востока России сформировались на орогенной стадии развития земной коры. Геосинклинальная же стадия, характеризующаяся накоплением подводных, преимущественно кремнисто-вулканогенных, грауваккавых и флишевых формационных комплексов, в предлагаемой классификации не выделена, поскольку углеобразование для неё не свойственно [2, 4, 7]. Не выделена в классификации и платформенная стадия, поскольку она в пределах рассматриваемой территории только зарождается, а немногочисленные кайнозойские структуры, сложенные неогеновыми угленосными отложениями платформенного облика (Лаптевско-Янская площадь), включены в орогенную группу.

Орогенный режим на Северо-Востоке России проявлен как на территории мезозойской, так и кайнозойской. В мезозойской он начался в поздней юре и, по-видимому, близок к завершению; в кайнозойской орогенез начался примерно на границе раннего и позднего мела и продолжается до настоящего времени.

В основу выделения бассейнов и формаций орогенной группы положено представление Е.Е. Милановского (1968) о нижне- и верхнемелассовой формациях, соответствующих ранне- и позднеорогенной тектоническим стадиям.

Угольные бассейны и площади Северо-Востока приурочены к различным по геотектоническому положению и строению впадинам и прогибам, что и определило выделение трех классов бассейнов: *окраинных вулканических поясов, жестких блоков и складчатых областей*. При этом для бассейнов, образовавшихся на жестких блоках в орогенный этап развития смежной территории, применен термин “синорогенный”, который отражает генетическую и временную связь области торфонакопления с активными зонами земной коры, вовлекшими в погружение окраины более стабильных смежных геоструктур и тем самым создавшими обстановку, благоприятные для накопления в них угленосных толщ.

Наиболее характерными материнскими палеоструктурами угольных бассейнов, приуроченных к *жестким блокам и вулканогенному поясу*, являлись, соответственно, наложенные приразломные и наложенные вулканотектонические впадины, в своем возникновении и развитии не связанные непосредственно с геосинклинальной предисторией складчатой области. Такие структуры осложнены относительно простой складчатостью и разрывными нарушениями преимущественно сбросового характера. Мощность угленосных отложений в них чаще всего невелика – первые сотни метров, редко до тысячи метров. Количество угольных пластов – до десяти, редко – первые десятки. Породы представлены чаще всего чередованием песчано-конгломератовых и угленосных песчано-алевролитовых пачек. Первые распространены преимущественно в нижних горизонтах разреза и в прибортовых частях впадин, вторые – в их центральных частях. Широко развиты русловые и пойменные фации. Степень метаморфизма углей в бассейнах рассматриваемых типов, как правило, невысока. Для мезозойских углей характерны каменные угли марок Д, Г, для кайнозойских – бурые угли.

Бассейны, относимые к классу бассейнов *складчатых областей*, более разнообразны по характеру материнских палеоструктур. Наряду с *наложенными впадинами мезозойской области* здесь выделяются *орогенные наложенные прогибы, наложенно-унаследованные рифтогенные и внутрискладчатые прогибы*.

Основными диагностическими признаками бассейнов и площадей, приуроченных к наложенным впадинам Верхояно-Чукотской складчатой области, являются: моноформационный характер отложений, относительно небольшая (первые сотни метров) мощность угленосных толщ, их континентальный генезис, горизонтальное или пологое залегание, едини-

Таблица 1. Структурно-генетическая классификация угольных бассейнов и площадей Северо-Востока России.

Группа (по стадии тектонического развития)			Орогенная					
Класс (по положению в геоструктурах)			Жестких блоков	Вулканических поясов	Складчатых областей			
Тип (по характеру материнских палеоструктур)			Приразломных наложенных впадин	Наложённых вулканотектонических впадин	Наложённых впадин мезозойской области	Орогенных наложенных прогибов	Наложённо-унаследованных рифтогенных прогибов	Наложённо-унаследованных внутрискладчатых прогибов
			1	2	3	4	5	6
Этапы торфо(угле)накопления	Неоген	Характерные угольные бассейны, площади		Охотский	Лаптевско-Янская, Чаунская, Зырянский, Сеймчано-Буяндинская, Аркагаалинский	Анадырский		
	Палеоген			Авековская		Анадырский	Пенжинская	Беринговский
	Поздний мел			Малтанская	Лаптевско-Янская, Аркагаалинский, Зырянский	Анадырский	Пенжинская	Беринговский,
	Поздняя юра—ранний мел		Омолонская, Челомджинская				Зырянский, Анюйская	Омсукчанский, Хасынская, Чаун-Чукотская, Тайгоносская, Пареньская

цы рабочих пластов угля, часто мощных и сверхмощных, слабая тектоническая нарушенность, низкая степень углефикации (преобладают бурые угли). К наиболее характерным формациям данного типа относятся неогеновые угленосные толщи Лаптевско-Янской, Сеймчано-Буяндинской угольных площадей, Зырянского, Аркагаалинского и других угольных бассейнов.

Основное участие в строении бассейнов остальных типов класса складчатых областей принимают нижне-и верхнемолассовые комплексы мелового, палеогенового и неогенового возрастов и, нередко, подстилающие их формации предшествующей геосинклинальной стадии развития (Зырянский, Анадырский, Беринговский и др. бассейны). Многоярусное строение таких бассейнов выражено весьма отчетливо. В большинстве своем они являются полиформационными. Границы между формационными комплексами проводятся по резкому фациальному изменению наборов пород, по изменению характера цикличности, по стратиграфическому или угловому несогласию.

Нижнемолассовые комплексы разнообразны по составу и степени дислоцированности. В одних случаях в них преобладают континентальные терригенные отложения (Зырянский бассейн), в других

(Анадырский бассейн) – морские терригенные осадки, в третьих (Пенжинская площадь) развиты преимущественно туфогенные и терригенно-туфогенные образования. Верхнемолассовые комплексы сложены чаще всего континентальными и прибрежно-морскими толщами.

Рассматриваемые типы бассейнов класса складчатых областей характеризуются значительной суммарной мощностью молассовых отложений, достигающей 6–7 км (Зырянский, Анадырский бассейны); большим количеством угольных пластов (до 100–150), преимущественно тонких и средней мощности; высокой степенью метаморфизма углей, достигающей стадий Т-А.

В целом, в пределах рассматриваемой территории выделяется шесть типов угольных бассейнов, объединенных в два класса и одну группу, что с учетом качественной характеристики типизируемых объектов показано в таблицах 1 и 2. Размещение угленосных отложений в формационных рядах геоструктур Северо-Востока России показано на рисунке.

Таким образом, историко-тектонический принцип классификации угольных бассейнов и площадей позволяет выявить связь особенностей их тектонического строения и характера угленос-

Таблица 2. Основные диагностические признаки для структурно-генетической классификации угольных бассейнов и площадей Северо-Востока России.

Тип угольных бассейнов и площадей	Приразломных наложенных впадин	Наложённых вулканотектонических впадин	Наложённых впадин мезозойской области	Орогенных наложенных прогибов	Наложённо-унаследованных рифтогенных прогибов	Наложённо-унаследованных внутрискладчатых прогибов
	1	2	3	4	5	6
Мощность угленосных отложений, м	первые сотни	первые сотни	первые сотни	первые тысячи	первые тысячи	до тысячи
Тектоническое строение бассейнов	брахискладки, моноклинали; характерны разломы	брахискладки, грабены; разломы в MZ характерны, в KZ – редки	брахискладки, мульды; разломы в K ₂ характерны, в N – редки	брахискладки, моноклинали; характерны разломы	брахискладки, моноклинали; характерны разломы	брахискладки; характерны разломы
Количество угольных пластов	до 10	от единиц до десятков	K ₂ – единицы; N ₁ – десятки	до 100	до 100 и более	первые десятки
Количество рабочих пластов	от единиц до 10, преобладают тонкие	единицы, K ₂ – тонкие; K ₁ , KZ – средние и мощные	единицы, в т.ч. мощные и сверхмощные	десятки, K ₂ – тонкие; KZ – средние и мощные	несколько десятков; мощных – единицы	от единиц до 10
Фациальная обстановка	J ₃ – прибрежно-морская; K ₁ – континентальная	MZ – континентальная; KZ – прибрежно-морская	континентальная	континентальная	континентальная	MZ – континентальная; KZ – прибрежно-морская
Проявление вулканизма	значительная примесь пирокластики	K – интрузии, пирокластика; N – не свойственно;	не свойственно	характерно в палеогене	не свойственно	не свойственно
Формационные комплексы	нижне- и верхнемолассовый	верхнемолассовый	верхнемолассовый	нижне- и верхнемолассовый	нижне- и верхнемолассовый	нижне- и верхнемолассовый
Мощность земной коры, км	40,0–42,5	37,5–40,0	30,0–40,0	40,0–42,5	32,5–37,5	30,0–32,5
Метаморфизм углей, марочный состав	региональный, Д-Г	K ₂ – термальный, Д; N ₁ – региональный, 1Б-2Б	региональный, K ₂ – Д, Г; N ₁ – 1Б-2Б	региональный, K ₂ – Д-Г, KZ – Б-Г	региональный, K ₁ – Д-Ж; K ₂ – Б-Д	палеоген – региональный, Д-Ж; K ₁ – термальный, Т-А

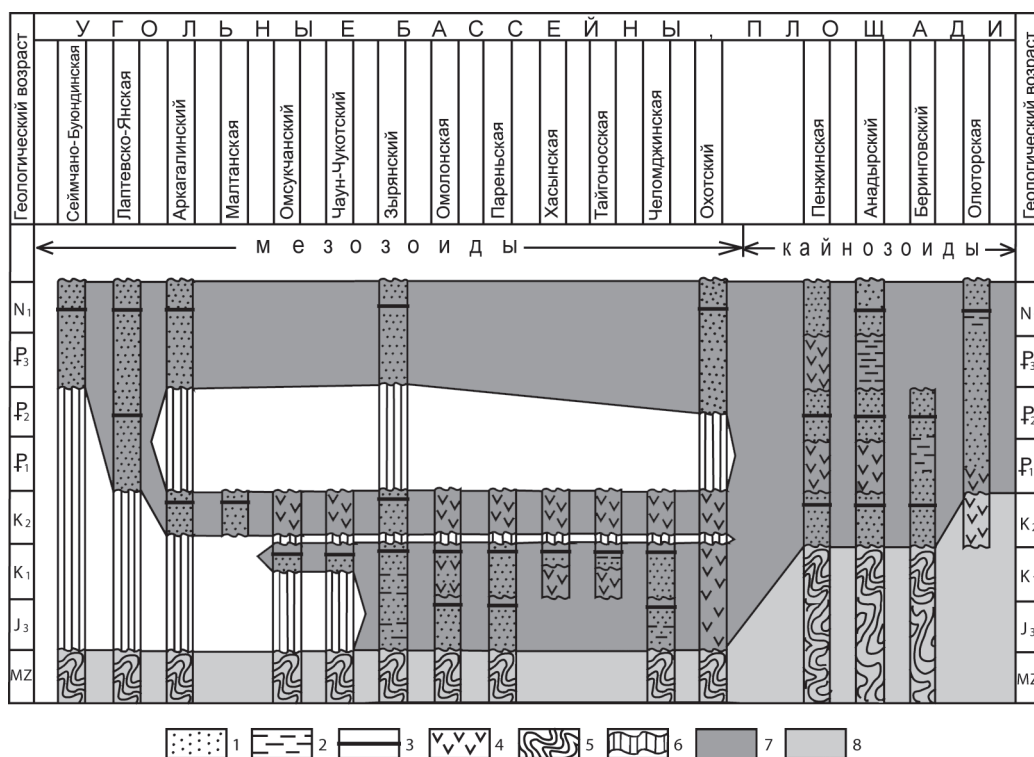


Рисунок. Положение размещения угленосных отложений в формационных рядах геоструктур Северо-Востока России.

1–4 – литологические комплексы пород: 1– грубообломочные (конгломераты, гравелиты, песчаники, галечники, пески), 2 – глинистые (алевролиты, аргиллиты, алевроиты, глины), 3 – угли, 4 – эффузивы; 5 – складчатое основание; 6 – перерыв в осадконакоплении; 7–8 – этапы развития геоструктур: 7 – геосинклинальный, 8 – орогенный.

ности с условиями и процессами их образования на различных стадиях эволюции земной коры в различных тектонических обстановках. Поэтому эта классификация является также пространственно-временной. Генетическая сторона классификации заключается в том, что для каждого бассейна устанавливается определенное место и время в последовательно сменяющихся друг друга различных тектонических обстановках.

Прогнозные возможности классификации выражаются в двух основных моментах. Во-первых, поскольку основные геотектонические режимы различаются между собой по многим параметрам (контрастность и интенсивность колебательных движений, типы осадочных и магматических формаций, степень проницаемости коры, характер метаморфизма, типы складчатости, геотермические особенности и др.), следовательно, осадочные угленосные бассейны, формирующиеся в областях проявления различных геотектонических режимов, также резко контрастируют по набору указанных характеристик, которые непосредственно влияют на специфику онтогенеза угля.

Во-вторых, установление генетической последовательности типов бассейнов позволяет осуществлять рассмотрение теоретически возможных сочетаний палеотектонических обстановок, прогнозировать латеральные ряды погребенных осадочных бассейнов, наиболее вероятные комбинации и количество структурно-формационных комплексов, их вещественный состав, особенности магматизма и характер угленосности. Так, различия в составе и строении геосинклинальных и орогенных комплексов проявляются достаточно отчетливо и показывают, что угленосность для первых не характерна. Угленосность орогенных комплексов ограничивается молассовыми формациями. При этом промышленная угленосность приурочена в основном к верхнемолассовой формации.

В заключение следует отметить, что, определяя тип угольного бассейна по самым общим геологическим данным и его современному геотектоническому положению, можно прогнозировать: 1) характер его гетерогенности; 2) количество, набор и комбинации структурных и угленосных комплексов пород; 3) формационные особенности этих комплексов.

сов и, следовательно, особенности накопления и преобразования исходного органического вещества; 4) характер изменения по разрезу и площади складчатых и разрывных дислокаций, а также характер и масштабы угленосности; 5) особенности проявления магматизма и степень метаморфизма угля.

ВЫВОДЫ

1. Угленосные отложения Северо-Востока России представлены молассовыми комплексами пород, сформированными на орогенной стадии развития земной коры.

2. По стадии тектонического развития выделена одна группа угольных бассейнов – *орогенная*; по положению в геоструктурах выделено три класса бассейнов – *складчатых областей, вулканических поясов и жестких блоков*; по характеру материнских палеоструктур выделено шесть типов бассейнов: *наложенных приразломных и вулкано-тектонических впадин, наложенных впадин мезозойской области, орогенных наложенных прогибов, наложенно-унаследованных рифтогенных и внутрискладчатых прогибов*.

3. Параметры угленосных формаций зависят от положения угольных бассейнов в пределах регио-

нальных тектонических структур земной коры и стадии их развития.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богомазов В.М. Классификация угленосных формаций, бассейнов и месторождений России // Геология угольных месторождений. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2001. Вып. 11. С. 23–28.
2. Егоров А.И. Очерки угленакопления. Ростов: Изд-во Ростов. ун-та, 1974. 132 с.
3. Иванов Н.В. Угленосные формации Северо-Востока СССР: Автореф. дис.... д-ра. геол.-минер. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. 36 с.
4. Миронов К.В. О связях угленосности с образованием и развитием структурных форм земной коры // Тектоника угольных бассейнов и месторождений СССР. М., 1976. С. 33–58.
5. Погребнов Н.И. Структурное размещение месторождений угля и горючих сланцев на территории СССР. Ростов-на-Дону: ВНИГРИуголь, 1980. 48 с.
6. Попов Г.Г. Зырянский каменноугольный бассейн // Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 10. М.: Госгеолтехиздат, 1962. С. 32–122.
7. Тимофеев А.А., Череповский В.Ф., Шарудо И.И. Эволюция угленакопления на территории СССР. М.: Недра, 1987. 180 с.
8. Угольная база России, Т. V, VI. М.: ООО Геоинформация, 1999, 2004. 635 с.

Поступила в редакцию 10 мая 2006 г.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

G.A. Fandyushkin, A.I. Gresov

The tectono-genetic classification of coal basins of Northeast Russia

The proposed classification of coal fields in Northeast Russia is based on the historical-tectonic principle revealing both the direction and stage character of development of the Earth's crust of the study region and the features of its present-day structure. The classification illustrates the structural-tectonic position of all classified objects and a tie-in with their age, and their diagnostic properties are characterized. This makes it possible to use it for qualitative and quantitative prediction of coal potential in the region. It is shown that all coal fields in Northeast Russia were formed at the orogenic stage of the Earth's crust development and are confined to basins and troughs that differ in their geotectonic position and structure. This allows us to distinguish three classes of basins: *of volcanic belts, rigid blocks, and fold areas*. The most characteristic types of basins confined to the rigid blocks and the volcanogenic belt were *superimposed fault-line and volcano-tectonic depressions*, respectively; and those of basins located in the fold areas, *superimposed depressions of the Mesozoic area, orogenic superimposed troughs, superimposed inherited riftogenic and intrafold troughs*. The historical-tectonic principle of the coal fields classification permitted us to reveal the relationship between the features of their tectonic structure and the character of coal potential, and conditions of their formation at different stages of evolution of the Earth's crust in different tectonic settings. Thus, when defining the type of a coal basin from the general geological data and according to its present-day geotectonic position one can predict the character of its heterogeneity, the number, array and combinations of structural and coal-bearing rock complexes, formational features of these complexes and the characteristic properties of accumulation and transformation of the parent organic substance, the character of the section-wise and areal change of fold and rupture dislocations, and also the character and the scope of coal potential, the peculiarities of magmatism and the metamorphic degree of coal.

Key words: classification, coal basins, volcanogenic belt, rigid block, fold area, Northeast Russia.

РОЛЬ РАЗЛОМОВ В ФОРМИРОВАНИИ ОБВОДНЕННЫХ ЗОН БАЙКАЛО-АЛДАНСКОЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ

А.Т. Сорокина

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск

Рассматриваются особенности формирования и локализации подземных вод в криогенных массивах Байкало-Алданской гидрогеологической области. Установлено, что в распределении областей питания, разгрузки и накопления подземных вод решающая роль принадлежит тектогенезу и сейсмичности, которые способствуют прерывистости мерзлоты и формированию зон повышенной обводненности. Определены основные критерии обводненности водовмещающей среды в гидрогеологических массивах: генезис разломов, их динамичность, раскрытость и проницаемость, состав и степень трещиноватости водовмещающих пород, гипсометрическое положение зон дробления по отношению к базису дренирования. Проведено районирование Байкало-Алданской области по степени раскрытости разрывных нарушений и их обводненности, выделены районы с повышенной проницаемостью горных пород: Усть-Нюкжинский, Тындинский, Джагдинский. Дана оценка гидрогеологической роли разломов (транзитные, питающие, водособирующие, водораспределяющие, водоаккумулирующие). Охарактеризованы гидрогеологические резервуары с учетом морфологического облика (грабены, грабен-долины, структурно-тектонические, гидрографические узлы), строения (одно-, двухъярусные), характера скопления подземных вод (трещинно-пластовые, трещинно-жильные, пластово-поровые), обладающие высокими эксплуатационными возможностями вследствие единства поверхностного и подземного стока, интенсивного водообмена, высоких значений модуля подземного стока и прогнозных эксплуатационных ресурсов. Наиболее обводненные участки рассматриваются с позиций использования для целей водоснабжения.

Ключевые слова: гидрогеологические массивы, разломы, структурно-тектонические узлы, обводненные зоны, Восток России.

ВВЕДЕНИЕ

На основании обобщения и анализа материалов по разломной тектонике Дальнего Востока и сопредельных территорий [2–5, 10, 11, 13, 14, 29 и др.] в пределах рассматриваемого региона автором выделены четыре группы разрывных нарушений: структурные швы, генеральные, региональные и локальные разломы [25]. Первые из них (протяженностью более 500 км) ограничивают крупные элементы земной коры, вторые (50–250 км) разделяют отдельные блоковые структуры, третьи (до 50 км) – внутриблоковые, а четвертые являются преимущественно оперяющимися более крупных тектонических нарушений.

Структурные швы в Байкало-Алданской складчатой области представлены Становым, Северо-Тукурингским и Южно-Тукурингским разломами. Среди разрывных структур, относимых к *генеральным*, выделяются Ханьинский, Имангра-Чебаркаский, Тас-Юряхский, Лопчинский, Дырын-Юрях-

кий Тунгирский, Эльгаканский, Чильчинский, Тунгурчиканский, Ларбинский, Уленский, Сигиктинский, Гетканский, Тындинский, Джелтулакский, Малонюкжинский, Унахинский, Гилюйский, Сугдjarский, Удыхинский и Сергачинский разломы. Подвижки по вышеприведенным нарушениям отмечаются периодически с палеогена по настоящее время.

В пределах Байкало-Алданской гидрогеологической области вышеприведенные разрывные нарушения формируют сложный тектонический каркас гидрогеологических систем и фиксируют границы между Становым, Тында-Зейским и Янканско-Тукурингро-Джагдинским гидрогеологическими массивами и Верхнезейским криогенным артезианским бассейном (рис. 1). По мнению автора, разломы не образуют самостоятельных и изолированных емкостей подземных вод, а являются лишь составной частью гидрогеологических систем и связующим звеном между различными гидрогеологи-

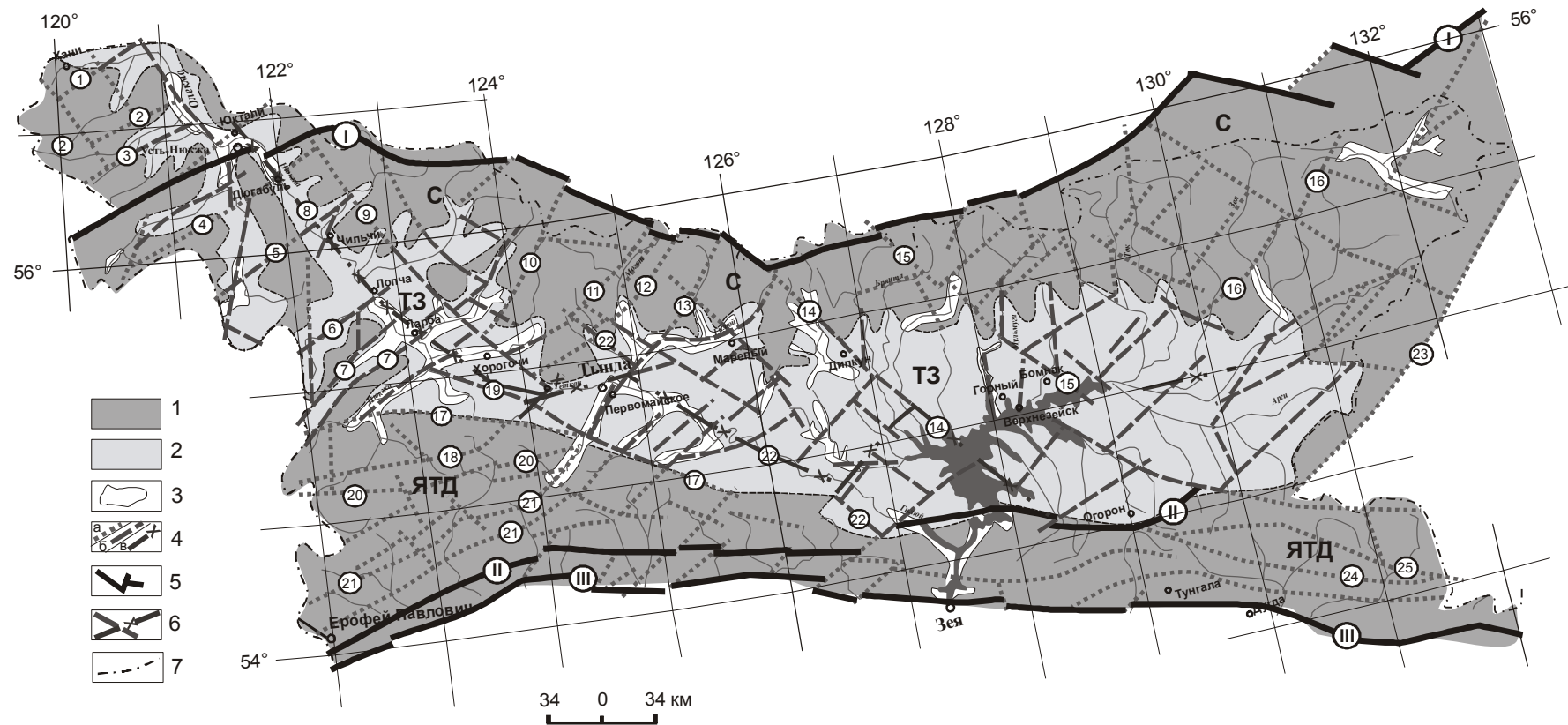


Рис. 1. Распределение областей питания, транзита и накопления подземных вод в Байкало-Алданской гидрогеологической области.

1 – область питания и быстротечного транзита; 2 – область накопления; 3 – резервуары с повышенной обводнённостью; 4 – разрывные нарушения: водопродводящие (а), водораспределяющие (б), водособирующие (в); 5 – основные структурные ограничения гидрогеологических систем (швы); 6 – структурно-тектонические узлы (зоны разгрузки); 7 – граница Амурской области. Буквы на рисунке: гидрогеологические массивы: С – Становой, ЯТД – Янкан-Тукурингро-Джагдинский, ТЗ – Тынды-Зейский. Цифры на рисунке – структурные швы: I – Становой, II – Северо-Тукурингрский, III – Южно-Тукурингрский; генеральные разломы: 1 – Ханьинский, 2 – Имангра-Чебаркасский, 3 – Тас-Юряхский, 4 – Дырын-Юряхский, 5 – Чильчинский, 6 – Лопчинский, 7 – Эльгаканский (Мало-Даванакский), 8 – Нюкжинский, 9 – Тунгурчиканский, 10 – Ларбинский, 11 – Уленский, 12 – Сигиктинский, 13 – Тындинский, 14 – Унахинский, 15 – Сугджарский, 16 – Джагарминский, 17 – Желтулакский, 18 – Урикминский, 19 – Гетканский, 20 – Малонюкжинский, 21 – Сергачинский, 22 – Гилюйский, 23 – Удыхинский, 24 – Чампулинский, 25 – Желтулинский.

ческими резервуарами. На одних участках они служат путями транзита подземных вод, выводными каналами, на других – питающими или формирующими сквозные проницаемые зоны, а на третьих – выступают в качестве экрана (барража) на пути движения подземных вод. Через зоны, пространственно совпадающими со структурными швами, генеральными и региональными нарушениями, в местах, где они подновлены или приурочены к узлам пересечения разнонаправленных разломов, осуществляется тесная связь трещинно-жильных, трещинно-пластовых и пластово-поровых вод. Здесь формируются обводненные емкости, которые в рассматриваемом регионе имеют дифференцированное размещение.

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ И СТРОЕНИЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ СИСТЕМ

Становой, Тында-Зейский и Янкано-Тукурингро-Джагдинский гидрогеологические массивы Байкало-Алданской гидрогеологической области являются криогенными с мощностью многолетней мерзлоты до 500 м. По орографическим особенностям Становой и Янкано-Тукурингро-Джагдинский гидрогеологические массивы соответствуют среднегорным, интенсивно расчлененным (абс. высота от 1000 до 1700 м, врез рек до 600 м), а Тында-Зейский является низкогорным выровненным (пенепленизированным) с абсолютной высотой от 500 до 1000 м и врезом рек до 300 м. Различия в их высотных характеристиках определяют отличия в условиях питания, интенсивности водообмена и характере разгрузки, а также в особенностях формирования химического состава подземных вод.

Становой и Тында-Зейский гидрогеологические массивы сложены преимущественно докембрийскими метаморфическими и интрузивными образованиями с батолитами позднемезозойских магматических пород. Они характеризуются неоднородным строением и состоят из целого ряда низкопорядковых гидрогеологических массивов двух типов. Первый тип – Тас-Юряхский, Олекминский, Нюкжинский, Верхнеунахинский, Верхнесутамский, Ток-Майский и др. – крупные (от 5000 до 12000 км²) купольные, интенсивно расчлененные среднегорные гидрогеологические массивы; второй тип – Западно-, Восточно-Предстановой и Гилуйский – представлен выровненными, слаборасчлененными пенепленизированными гидрогеологическими структурами. В свою очередь, все они включают более мелкие гидрогеологические массивы, выраженные

в виде сводовых и интрузивно-купольных структур, содержащих трещинные и трещинно-жильные надмерзлотные и подмерзлотные воды.

Помимо этого, в пределах Становой и Тында-Зейского гидрогеологических массивов развиты вулканоплутонические структуры в виде поднятий или грабен-синклиналей площадью 10–30 км², которые формируют криогенные вулканогенные бассейны пластово-трещинных вод (Нижне- и Среднеларбинский, Ларбинский, Моготский, Верхнебрянтинский, Ираканский, Уганский и др.). Они приурочены к границам гидрогеологических массивов и контролируются системами генеральных и региональных разломов. Спорадически, на площадях до 50 км², распространены юрские и нижнемеловые терригенные отложения, выполняющие адартезианские бассейны (Малоэльгаканский, Ханийский, Чульманский, Гонамский, Унахинский, Моготский и др.) с развитием напорных, преимущественно подмерзлотных пластово-трещинных вод.

Сложно построен и Янкано-Тукурингро-Джагдинский криогенный гидрогеологический массив. Он состоит из Янкано-Тукурингского гидрогеологического массива и Джагдинского адмассива. Северная часть первого из них представляет Могочинский (до 800 км²), а южная – Урканский (до 3000 км²) гидрогеологические массивы. В пределах Янкано-Тукурингского гидрогеологического массива распространены поля средневерхнеюрских эффузивов, слагающих Сергачинский, Большеольдойский и другие вулканогенные бассейны, а также верхнеюрские и нижнемеловые осадочные породы, формирующие Урушинский, Стрелкинский, Верхнетындинский и другие адартезианские бассейны площадью от 30 до 200 км². Джагдинский криогенный адмассив состоит из двух более мелких: Малотындинского и Джагдинского, которые вмещают трещинные и трещинно-жильные, реже трещинно-пластовые воды. Границы между вышеуказанными гидрогеологическими массивами, как правило, фиксируются разломами.

ЗОНЫ ПОВЫШЕННОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ И ОБВОДНЕННОСТИ В ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ

Для установления закономерностей в размещении наиболее проницаемых и обводненных зон в пределах Байкало-Алданской гидрогеологической области автором были использованы опубликованные [1, 6, 7, 12, 15–19, 21, 24–28 и др.] и фондовые [Аткачис, Брикловский, 1974 г.; Сидоркин и др., 1985 г., 1988 г., 1993 г., 1995 г.; Соколов, 1984 г.; Дураченко,

1980 г., Сидоркин, Кулаков, 1985 г.; Сорокина, 1995 г.; Ваненко, Сорокина, 1974 г.; Костяева и др., 1985 г.; Романова, 1995 г.; Путянин, 1983 г.; Рейнлиб, 1988 г. и др.]* материалы региональных геологических, гидрогеологических, инженерно-геологических, геофизических исследований в связи со строительством БАМа, а также поисково-разведочных работ с целью водоснабжения железнодорожных станций и населенных пунктов.

В процессе обобщения и анализа вышеуказанных материалов установлено, что гидрогеологические характеристики и параметры, определяющие проницаемость и водообильность пород в гидрогеологических резервуарах Байкало-Алданской гидрогеологической складчатой области, весьма изменчивы. Отдельные их части (наиболее приподнятые над урезом реки) – безводные, вследствие сдренированности, промороженности или слабой трещиноватости пород. Другие, наоборот, обладают повышенной обводненностью, ввиду особых природных условий и свойств, присущих локальным участкам или территориям. Особенности строения резервуаров подземных вод, наличие в породах трещиноватости или слоистости, генетические и вещественные признаки водовмещающей среды, в свою очередь, определяют многообразие факторов, обуславливающих изменчивость гидрогеологических условий по площади.

Важным критерием обводненности водовмещающей среды в гидрогеологических массивах является генезис разломов. Становой, Северо- и Южно-Турунгрский структурные швы развивались в процессе сжатия земной коры с преобладанием горизонтального типа движений, сформировавших взбросы, надвиги, сдвиги, которые гидрогеологически активны только в приповерхностной части. Сдвиговые, сбросовые и надвиговые дислокации сопровождались образованием тектонической глинки трения и интенсивной милонитизацией, создавших препятствия на пути движения подземных вод. В пределах Станового, Северо-Турунгрского и Южно-Турунгрского структурных швов повышенной обводненностью обладают лишь участки пересечения структурных швов с региональными и генеральными нарушениями.

В отличие от структурных швов, значительная часть региональных и генеральных разломов Байкало-Алданской гидрогеологической области развивались в значительной мере в условиях растяжения и представлены сбросами и сбросо-сдвигами, которые

более раскрыты и способствуют поступлению вод глубокой циркуляции к поверхности земли.

Современная раскрытость и проницаемость разрывных нарушений рассматриваемой территории во многом определяется сейсмическими процессами с четко выраженной зональностью распределения сейсмических напряжений. В северной части этого региона располагается Байкало-Становой взбросо-надвиговый и сдвиговый, а южнее его – Монголо-Охотский сдвиговый пояса близширотного направления [14]. Первый из них включает Олекмо-Становую и Амазаро-Джагдинскую сейсмические зоны. В Олекмо-Становой зоне за 20-летний период инструментальных наблюдений было зафиксировано более пяти тысяч толчков и три 9–10-балльных землетрясения. Очаги локализации указанных землетрясений образуют протяженную цепь, вытянутую в близширотном направлении от р. Олекмы до Охотского моря. Южнее, вдоль хребтов Янкан, Тукурингра, Джагды от Забайкалья до Охотского моря, располагается Амазарско-Джагдинская зона. В пределах ее в течение 1972–1980 гг. отмечено 6 землетрясений с интенсивностью 8–9 баллов. Районы с 9-балльной интенсивностью землетрясений охватывают западную половину Янкано-Тукурингро-Джагдинского поднятия. Высокая сейсмичность его определяет современную тектоническую подвижность ограничивающих его Северо-Тукурингрского и Южно-Тукурингрского структурных швов.

На обводненность трещинных коллекторов в гидрогеологических емкостях влияет также гипсометрическое положение зон дробления и трещиноватости по отношению к базису дренирования. В пределах водораздельных частей (абс. отм. 1000–1400 м) среднегорных, интенсивно расчлененных Станового и Янкано-Тукурингро-Джагдинского криогенных гидрогеологических массивов разрывные нарушения нередко представлены в виде зияющих сухих трещин вследствие высокого гипсометрического положения и сдренированности при водораздельных участков. Здесь разрывы играют двойную роль: с одной стороны, они выполняют роль водопроводящих каналов и быстротечного транзита, а с другой – являются водособирающими и питающими для глубоких водоносных горизонтов через структурно-тектонические узлы. К первым из них относятся Ларбинский, Уленский, Сигиткинский, Тындинский, Унахинский и др., ко вторым – Нюкжинский, Гилуйский и др. (рис. 1).

*Рукописные работы, хранящиеся в территориальных геологических фондах (гг. Хабаровск, Благовещенск).

Конкретная роль разлома в локализации подземных вод определяется также составом пород, в которых он заложен, и положением в рельефе. При этом, состав вмещающих пород нередко предопределяет степень и глубину обводненности разломов. Так, Становой шов развит преимущественно в кристаллических, глубоко метаморфизованных породах протерозойского и гранитоидах мезозойского и докембрийского возраста. Указанные породы характеризуются наличием открытых трещин, формирующих емкостную водовмещающую среду, однако обладающую изменчивыми фильтрационными способностями. В отличие от Станового Южно- и Северо-Турингский структурные швы заложены в песчаниково-сланцевых породах мезозоя и палеозоя. Многократные перемещения крупных блоков горных пород вдоль этих разломов сопровождались дроблением, перетиранием горной массы внутри разлома, коагуляцией трещин, что обусловило их слабую проницаемость для движения подземных вод.

Результаты интерпретации вышеприведенных данных, с учетом геодинамических построений [8, 9, 29], материалов по гелиметрическим исследованиям (площадная водно-гелиевая съемка, профильное газошлямовое опробование) свидетельствуют о неравномерной степени проницаемости земной коры рассматриваемого региона. В зонах разрывных нарушений, находящихся в условиях растяжения, формируются участки повышенной раздробленности горных пород, которые служат емкостями трещинных и трещинно-жильных вод. В отличие от них, разломы, образованные в условиях сжатия, преимущественно закрыты, слабо водоносны, создают емкостную трещиноватую среду только при наличии узлов разрывных нарушений, а на участках пересечения последних речной сетью становятся обводненными. По этому принципу автором [25] в пределах Байкало-Алданской гидрогеологической области выделены три района: Усть-Нюкжинский, Тындинский и Джагдинский, характеризующиеся высокой степенью раскрытости разрывных нарушений и повышенной проницаемостью горных пород (рис. 2). К ним приурочены гидрогеологические резервуары и обводненные емкости, различные по морфологическому облику, одноили двухъярусного строения, вмещающие значительные ресурсы как пресных, так и минеральных вод.

Усть-Нюкжинский район

Район расположен на границе Амурской и Читинской областей и республики Саха (Якутия). Он охватывает бассейны Хани и Олекмы с их притоками – Имангра, Куранах, Тас-Юрях, Юктали, Талума и др. Ширина района достигает 80 км, протяжен-

ность – более 100 км. В формировании зон повышенной проницаемости здесь существенную роль сыграли Имангра-Чебаркацкий, Тас-Юряхский, Дырын-Юряхский, Ханьинский генеральные разломы, постоянно подновляемые в периоды сейсмической деятельности, оцениваемой 7–10 баллами (Ханьинское, Среднеолекминское, Нюкжинское, Тас-Юряхское землетрясения). Глубинный характер разрывных нарушений подтверждается аномалиями водорастворенного гелия с концентрациями $1800\text{--}9000\cdot 10^{-5}$ мл/л при фоне $1,5\cdot 10^{-5}$ мл/л [20]. Значения коэффициента раскрытости здесь довольно высокие и изменяются от 0,7 до 1,0.

Гидрогеологические резервуары в Усть-Нюкжинском районе приурочены к грабенам, грабен-долинам, гидрографическим и структурно-тектоническим узлам [22]. Обводненные емкости в грабенах и грабен-долинах развиты как в четвертичных отложениях, так и в подстилающих их неогеновых и более древних породах. Структурно-тектонические узлы, связанные с пересекающимися тектоническими нарушениями, в породах фундамента и в местах отсутствия осадочного чехла характеризуются незначительной площадью. В отличие от них, гидрографические узлы представляют собой обводненные емкости более значительных размеров. Они приурочены к слиянию разнопорядковых водотоков, которые наследуют тектонически ослабленные зоны и имеют, как правило, двухъярусное строение.

Грабены и грабен-долины развиты в долинах Хани, Имангры, Олекмы, Юктали, Талумы. Наиболее крупные из них – Ханьинский и Имангра-Чебаркацкий – имеют ширину 1–4 км при протяженности до 30–40 км. Они выполнены верхнеюрскими породами, в которые нередко вложены четвертичные аллювиальные отложения. Мощность чехла этих структур достигает 250 м. Ограничивающие их Ханьинский, Имангра-Чебаркацкий и Тас-Юряхский разломы имеют северо-восточное и северо-западное простирания. По кинематике движения – это сбросы с углами падения от 40° до 70° . С ними связаны сквозные талики протяженностью более 6 км, установленные в долинах Хани, Имангры, Талумы и др. Талики вытянуты прерывистой цепочкой вдоль русел указанных рек, имеют размеры до 300×350 м и прослежены, по данным геофизических исследований, до глубины 300 м. Наиболее мощные талики приурочены к молодым разломам северо-восточного и северо-западного направлений, секущих либо совпадающих с тальвегом древней долины Хани. По геофизическим данным, здесь четко выделяются локальные зоны тектонических нарушений мощностью 100–150 м,

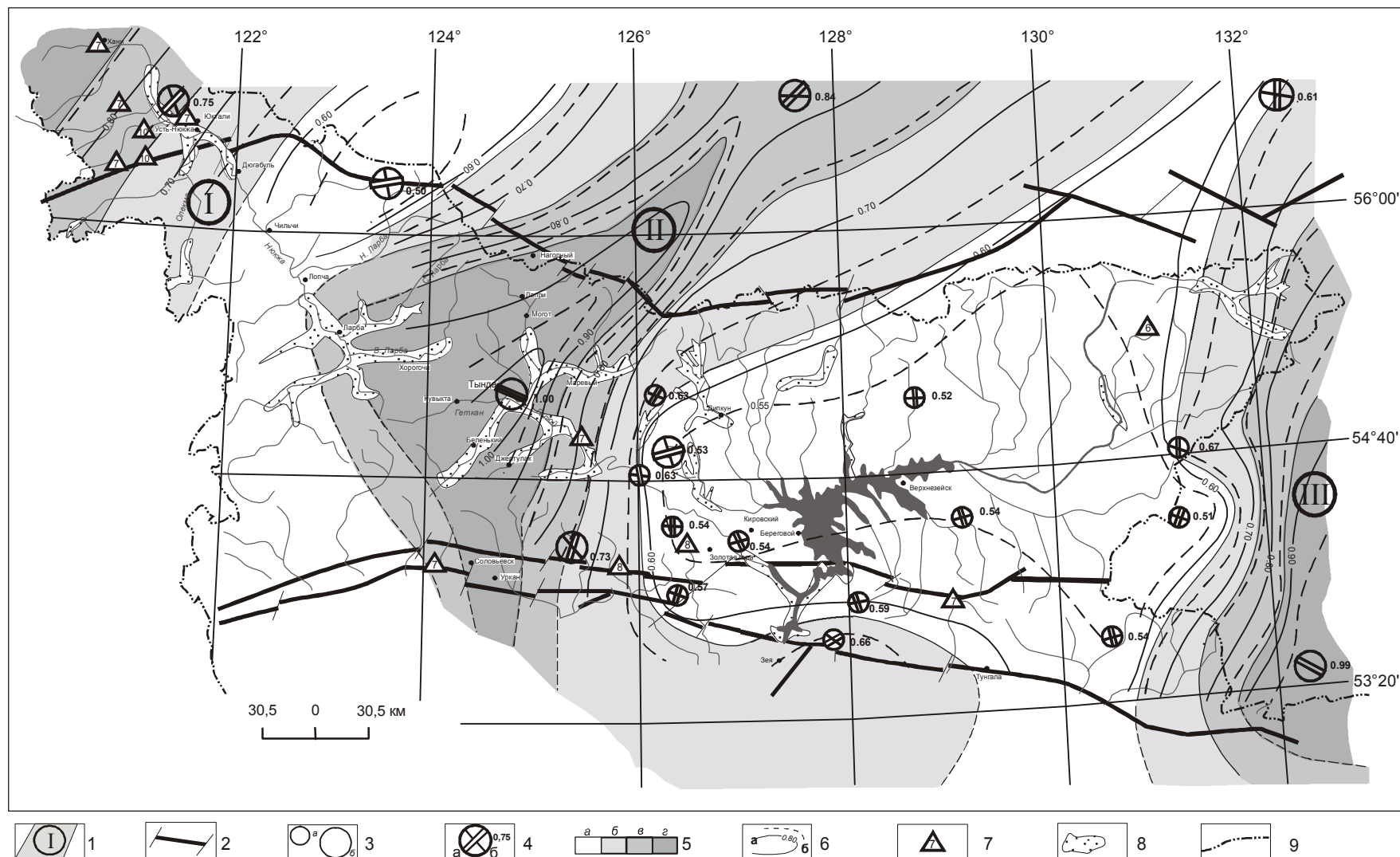


Рис. 2. Схема районирования Байкало-Алданской гидрогеологической складчатой области по степени проницаемости земной коры.

1 – районы с повышенной проницаемостью горных пород: I – Усть-Нюкжинский, II – Тындинский, III – Джагдинский; 2 – структурные швы; 3 – реперные точки с данными: а – по сейсмичности, б – по геодинамическим построениям; 4 – тектонические напряжения, действующие в условиях: а – сжатия, б – растяжения, справа от реперной точки – значения коэффициентов раскрытости тектонических зон; 5 – значения коэффициента раскрытости: а – 0.5–0.6, б – 0.6–0.7, в – 0.7–0.8, г – 0.8–1.0; 6 – изолинии раскрытости зон: а – рассчитанные, б – предполагаемые; 7 – эпицентры землетрясений, их балльность; 8 – резервуары подземных вод повышенной обводнённости; 9 – границы Амурской области.

протяженностью от 1 до 2 км, с падением на северо-восток под углом 60–80°. В пределах них ниже 25 м воды сквозных таликов формируют единый поток с подмерзлотными водами. Разгрузка его происходит вблизи уреза реки и фиксируется родниками с дебитом до 5–8 л/с и протяженными полыннями (до 100–300 м), которые в течение всего зимнего периода не перемерзают. Здесь в тальвеге современной долины р. Хани скважиной глубиной 196 м вскрыты напорные воды с пьезометрическим уровнем 5,3 м выше поверхности земли. Дебит скважины на самоизливе составил 17 л/с (срезка уровня 3,8 м) и при откачке 30 л/с при понижении 6,5 м.

Структурно-тектонические и гидрографические узлы установлены в зоне сочленения западной ветви Станового структурного шва с Тас-Юряхским разломом (район пос. Усть-Нюкжа). В 12 км от устья р. Тас-Юрях к зонам повышенной проницаемости в интрузивных породах приурочены талики протяженностью до 300 м, в пределах которых дебит скважины составил 8,9 л/с при понижении 8,8 м. Сквозной талик тектонического происхождения выявлен геофизическими работами и под руслом р. Олекма. вблизи устья левого притока – руч. Авика. В приустьевых частях рр. Имангра и Тас-Юрях очаги разгрузки подземных вод фиксируются наледями с объемом льда более 3 000 000 м³ каждая [6].

В гидрогеологических резервуарах, приуроченных к грабенам, грабен-долинам, структурно-тектоническим и гидрографическим узлам Усть-Нюкжинского района, в зонах повышенной проницаемости пород сосредоточены значительные ресурсы подземных вод. Значение модулей подземного стока равны 2–3 л/с·км², модуль прогнозных эксплуатационных ресурсов составляет 3,6–4,3 л/с·км² [30]. В настоящее время водозаборы, расположенные на ст. Олекма, Юктали, обеспечивают потребности населения всех организаций водой высокого качества.

Тындинский район

Этот район расположен в центральной части Байкало-Алданской гидрогеологической области и занимает территорию между бассейнами Средней Ларбы и Мал. Джелтулака. Высокая проницаемость пород в зонах трещиноватости здесь связана с Уленским, Сигиктинским, Ларбинским, Тындинским, Гиллюйским и др. разломами, узлами их сопряжений и семи-восьмибалльной сейсмичностью района (Тындинское, Гиллюйское, Тукурингское землетрясения), которая способствует периодическому подновлению тектонических нарушений. Коэффициент раскрытости трещин здесь изменяется от 0,8 до 1, а концентра-

ции водорастворенного гелия находятся в пределах 400–500·10⁻⁵ мл/л при фоне 1,5·10⁻⁵ мл/л.

В западной половине района зоны трещиноватости северо-восточного простирания представлены сбросами и сбросо-сдвигами. Гидрогеологические резервуары здесь связаны с трещинно-жильными водами, приуроченными к зонам тектонических разломов, трещинными – к выветрелой части магматических и метаморфических пород и поровыми – к четвертичным отложениям.

Развитые в пределах Тындинского района гидрогеологические резервуары во многом близки с таковыми в Усть-Нюкжинском районе. Морфологически они представлены грабен-долинами, гидрографическими и структурно-тектоническими узлами. Наиболее крупные грабены и грабен-долины приурочены к долинам Средней и Верхней Ларбы, Тыгды, Гиллюя, Геткана. Обводненные емкости здесь имеют двухъярусное строение и сформированы водоносным горизонтом аллювиальных отложений и подстилающей его водоносной зоной трещиноватости кристаллических пород. Ярусы гидрогеологической емкости тесно взаимосвязаны между собой и с поверхностными водотоками и имеют общее питание и разгрузку. Дебит скважин на этих участках довольно высокий и составляет 1,6–5 л/с при незначительном понижении уровня.

В бассейне нижнего течения р. Ср. Ларба, в 2,5 км юго-восточнее одноименной станции, к зоне повышенной проницаемости приурочена крупная таликовая зона протяженностью 3 км, шириной 1–1,7 км (*Ларбинское* месторождение пресных вод). Продуктивная толща представлена водоносными зонами трещиноватости протерозойских метаморфических образований и водоносным горизонтом аллювиальных четвертичных отложений. Повышенная трещиноватость пород по пробуренным здесь скважинам разведочного бурения установлена до глубины 178–181 м и связана со структурно-тектоническим узлом, образованным разрывными нарушениями северо-восточного, северо-западного и близмеридионального направлений.

Структурно-тектонические узлы формируют также очаги разгрузки минеральных углекислых вод. К системам генеральных разломов северо-восточного простирания (Чильчинский, Лопчинский, Эльгаканский) и оперяющих их нарушений в докембрийских магматических, метаморфических и нижнемеловых осадочно-вулканогенных породах приурочена группа источников с различной минерализацией: Маректанский, Туруканский, Тренакский, Иньжакский, Мал.-Эльгаканский и др. [23]. В доли-

нах рр. Олекма, Тунгир, Турукан, Лопчакан и др. отмечаются обширные выходы углекислых вод гидрокарбонатного (смешанного по катионам) состава с содержанием углекислого газа 0,2–1,4 г/дм³ и минерализацией 0,1–1,6 г/дм³. В долине р. Мал. Эльгакан скважинами были вскрыты холодные углекислые воды с минерализацией от 1,6 до 3,4 г/дм³, а в долине р. Иньжак – с более высокой минерализацией (6,1 г/дм³). Дебит указанных источников колеблется от 0,5 до 8 л/с.

В восточной половине Тындинского района, в бассейне Тынды и ее притоков, так же как и в западной его части, преобладают тектонические нарушения северо-восточного простирания, наряду с которыми важную роль играют и разломы северо-западного простирания (Джелтулакский, Гилюйский и др.), образующие тектонический каркас ортогонального плана. По зонам разломов, как правило, заложены долины крупных рек.

Широкая зона интенсивной трещиноватости пород прослеживается вдоль Гилюйского генерального разлома от руч. Завьяловского на северо-западе до руч. Амнунначи на восток-юго-востоке, в пределах которой на участках сопряжения с Тындинским генеральным разломом северо-восточного направления возник целый ряд структурно-тектонических узлов, с которыми связано несколько крупных водопроявлений по левому борту Гилюя. На участке от ст. Кувукта до ст. Первомайское Нюкжинский разлом соединяет обводненные зоны отдельных структурно-тектонических узлов и становится областью аккумуляции трещинно-жильных и трещинно-грунтовых вод Олекминско-Нюкжинского водосборного бассейна. На участках, где отмечается слияние водотоков различных порядков, которые наследуют тектонические ослабленные зоны, формируются крупные гидрографические узлы, наложенные на структурно-тектонические. Здесь отмечается единство поверхностного и подземного стока, интенсивный водообмен, сквозной характер таликов.

В районе г. Тынды системы Тындинского, Гетканского, Гилюйского разломов, с поперечными к ним и оперяющими нарушениями, образуют структурно-тектонические узлы в виде обширных зон интенсивной разрушенности и проницаемости пород, к которым приурочены сквозные талики протяженностью до 2–3 км. В них формируются значительные ресурсы пресных трещинно-жильных вод высокого качества, представляющие интерес для водоснабжения г. Тынды, пос. Восточного и железнодорожного узла Шахтаум. Здесь разведаны Шахтаумское, Завьялов-

ское, Амуналийское, Оровичанское, Бурухинское, Колхозное месторождения пресных вод.

В южной части Тындинского района зоны повышенной проницаемости пород и обводненные резервуары приурочены к структурно-тектоническим узлам в местах пересечения Южно-Тукурингского структурного шва близширотного простирания с поперечными разломами. В районе пос. Соловьевск зоны трещиноватости брекчированных сланцев и алевролитов включают трещинно-жильные воды, которые разгружаются в виде родников с образованием в зимний период наледей протяженностью 200–250 м. Водообильность пород здесь невысокая. Дебит скважин в этих зонах составляет 0,08 л/с при понижении уровня 28,9 м и 0,27 л/с при понижении уровня 15,45 м. На участках, где коренные породы перекрыты четвертичным аллювием, при их совместном опробовании дебит скважины составил 3,3 л/с при понижении уровня 4,1 м.

Джагдинский район

Район расположен на границе Амурской области и Хабаровского края и охватывает бассейны Уды и Селемджи. Протяженность его более 300 км. Высокая проницаемость пород в этом районе связана с узлами пересечения разломов северо-восточного и северо-западного направлений и приурочена к участкам с повышенной сейсмоактивностью. Интенсивность землетрясений здесь колеблется в пределах 6–7 баллов (Селемджинское, Джугдырское и др.) По результатам геодинамических построений, коэффициент раскрытости трещин достигает 0,8 (рис. 2).

С участками повышенной проницаемости пород связаны протяженные таликовые зоны и разгрузка как пресных, так и термоминеральных вод, которые отмечаются на продолжении Джагдинского района к югу и находят свое проявление в Хабаровском крае или в пределах сопряженной с юга северо-восточной окраины Амуро-Охотской гидрогеологической области (бассейн р. Бысса, район ст. Февральск, Кульдур, Тирма и др.). Значения среднеемноголетнего модуля подземного стока на этом участке изменяются от 3 до 4 л/с·км², а модуль прогнозных эксплуатационных ресурсов подземных вод составляет 3,8–5 л/с·км² [30].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Гидрогеологические условия Байкало-Алданской гидрогеологической области являются отражением тектонического режима территории с активной проявленностью разломов и современной сейсмичностью, обусловивших прерывистость мерзлоты, бло-

ковое строение гидрогеологических резервуаров и дифференцированное размещение обводненных зон.

Роль разломов в распределении областей питания, разгрузки и аккумуляции подземных вод разнообразна. В пределах водораздельных частей Станового, Янкано-Тукурингро-Джагдинского сдренированных гидрогеологических массивов они служат каналами быстротечного транзита, на склонах Тынды-Зейского гидрогеологического массива играют роль водопроводящих дрен, а в его днище, совмещенном с русловыми ложбинами рр. Нюкжа, Геткан, Гилюй, Тынды и их притоков, проявляется их преимущественно водоаккумулирующая функция с формированием обводненных резервуаров двухъярусного строения в виде гидрографических узлов, грабен, грабен-долин. Высокие значения модулей подземного стока и прогнозных ресурсов определяют их большие эксплуатационные возможности.

ЛИТЕРАТУРА

- Афанасенко В.Е., Куринова Т.А. Общая характеристика гидрогеологических условий зоны БАМ // Геология зоны БАМ. Т. 2 Гидрогеология и инженерная геология. Л.: Недра, 1988. С. 65–67.
- Бельтнев Е.Б. Разрывная тектоника восточного сектора региона БАМ и ее влияние на размещение оруденения // Разломы и эндогенное оруденение Байкало-Амурского региона. М.: Наука, 1982. С. 73–88.
- Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. 1:2 500 000. Объясн. зап. Санкт-Петербург-Благовещенск-Харбин, 1999. 135 с.
- Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмоструктура Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 227 с.
- Забродин В.Ю., Турбин М.Т. Крупнейшие разломы западной части хр. Джагды (Дальний Восток) // Геотектоника. 1970. № 3. С. 104–114.
- Каплина Т.Н., Павлова О.П., Чернядьев В.П., Кузнецова И.Л. Новейшая тектоника и формирование многолетнемерзлых пород и подземных вод. М.: Наука, 1975. 124 с.
- Караванов К.П. Верхоянская и Байкало-Алданская гидрогеологические складчатые области. Гидрогеология СССР. Т. XXIII Хабаровский край и Амурская область. М.: Недра, 1971. С. 76–94.
- Колесников В.В. Кайнозойские впадины шовной зоны Южно-Тукурингского разлома (Верхнее Приамурье). М.: Наука, 1992. 144 с.
- Корчагин Ф.Г. Геодинамические исследования при выделении вероятных очаговых зон землетрясений (на примере района Зейского водохранилища) // Тихоокеан. геология. 1990. № 1. С. 63–72.
- Красный Л.И. Тектоника. Геология СССР. Т. XIX. Хабаровский край и Амурская область. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1966. С. 601–650.
- Николаев В.В., Семенов Р.М. и др. Сейсмология Монголо-Охотского линейного элемента (Восточный фланг). Новосибирск: Наука, 1979. 111 с.
- Общая гидрогеология. Новосибирск: Наука, 1980. 284 с.
- Парфенов Л.М., Натальин Б.А. и др. Роль разломов в формировании тектонической структуры юга Дальнего Востока // Разломы и эндогенное оруденение Байкало-Амурского региона. М., 1982. С. 16–21.
- Парфенов Л.М., Козьмин Б.М. и др. Геодинамические модели сейсмических поясов Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1987. 48 с.
- Пиннекер Е.В., Писарский Б.И. Подземные воды зоны Байкало-Амурской магистрали. Новосибирск: Наука, 1977. 86 с.
- Пиннекер Е.В., Ясько В.Г. Разломы Байкальской рифтовой области как гидрогеологические резервуары // Разломы и эндогенное оруденение Байкало-Амурского региона. М.: Наука, 1982. С. 165–174.
- Сорокина А.Т. Сквозные талики среди многолетнемерзлых пород в бассейне рек Нюкжи и Олекмы – источники водоснабжения станций Байкало-Амурской магистрали // Новые данные о минерально-сырьевых ресурсах центральной части зоны БАМ. Благовещенск, 1978. С. 156–160.
- Сорокина А.Т., Сорокин А.П. Водоносность гидрогеологических структур Приамурья // Гидрогеологические исследования восточных районов СССР и некоторых стран Азии. Иркутск, 1983. С. 86–95.
- Сорокина А.Т., Сорокин А.П. Гидрогеологическое содержание морфоструктур Верхнего Приамурья // Проблемы морфотектонических исследований. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 131–135.
- Сорокина А.Т., Флешлер В.И., Сорокин А.П. Флюидный режим тектонических зон гидрогеологических структур Забайкалья и Приамурья // Подземные воды и эволюция литосферы. Т. II. М.: Наука, 1985.
- Сорокина А.Т. Гидрогеологические структуры Приамурья, их эволюция и флюидный режим // Тихоокеан. геология, 1992. № 3. С. 123–133.
- Сорокина А.Т. Принципы гидрогеологического районирования и прогнозирования обводненных резервуаров Верхнего Приамурья // Гидрогеология и геохимия вод складчатых областей Сибири и Дальнего Востока: Сб. материалов совещ. 11.09.2003–15.09.2003. Владивосток: ДВО РАН, 2003. С. 43–49.
- Сорокина А.Т. Минеральные воды Верхнего Приамурья // Гидрогеология и геохимия вод складчатых областей Сибири и Дальнего Востока. Сб. материалов совещ. 11.09.2003–15.09.2003. Владивосток: ДВО РАН, 2003. С. 50–59.
- Сорокина А.Т. Гидрогеологическая роль структурно-тектонических узлов Верхнего Приамурья // Материалы Всерос. совещ. по подземным водам Востока России. XVII Совещ. по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск-Красноярск: Изд-во Иркут. гос. техн. ун-та, 2003. С. 149–151.
- Сорокина А.Т. Гидрогеологические системы Верхнего Приамурья. Владивосток: Дальнаука, 2005. 167 с.
- Степанов В.М. Гидрогеологические структуры Забайкалья. М.: Недра, 1980. 176 с.
- Степанов В.М. Исследование обводненных разломов – основа гидрогеологических прогнозов в горноскладчатых областях // Формирование подземных вод как основа гидрогеологических прогнозов: Материалы I Всесоюз. гидрогеол. конф. М.: Наука, 1982. С. 368–372.

28. Флешлер В.И. Проявление разломов в поле концентрации гелия // Разломы и эндогенное оруденение Байкало-Амурского региона. М.: Наука, 1982. С. 174–179.
29. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). Новосибирск: Наука, 1983. 112 с.
30. Язвин В.В., Сидоркин О.А. и др. Оценка обеспеченности населения Амурской области ресурсами подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения // Разведка и охрана недр. 2003. № 10. С. 21–23.

Поступила в редакцию 7 марта 2006 г.

Рекомендована к печати С.М. Родионовым

A.T. Sorokina

The role of faults in the formation of inundated zones within the Baikal-Aldan hydrogeological fold region

The peculiar features of formation and location of underground waters in cryogenic massifs of the Baikal-Aldan hydrogeological fold region are considered. It is established that tectonogenesis and seismicity play a major role in the distribution of zones of recharge, discharge and accumulation of underground water. These processes contributed to permafrost intermittence and the formation of higher inundation zones. The main criteria of inundation of the aqueous environment in the hydrogeological massifs are defined. These are fault genesis, fault dynamics, openness and permeability, the composition and the degree of jointing of water-bearing rocks, the hypsometric position of fracture zones with relation to the drainage base. The zoning of the Baikal-Aldan region with reference to the openness of rupture dislocations and their inundation was carried out, and the following districts were distinguished: Ust-Nyukzha, Tynda, and Dzhagdy. The hydrogeological role of faults was assessed including transition faults, recharging, water-collecting, water-distributing, and accumulating faults. Hydrogeological reservoirs are characterized with account for their morphology (grabens, fault-block valleys, structural-tectonic, and hydrographic nodes), their structure (one- and two-layered), the type of underground water accumulation (fissure-bedded, fissure-veined, bed-pored), which have high operating potential due to the unity of the surface and underground drainage, intense water exchange, high values of the underground discharge modulus, and the predicted operational resources. The most inundated areas are considered from the point of view of their use for the purpose of water supply.

***Key words:* hydrogeological massifs, faults, structural-tectonic nodes, inundated zones, eastern Russia.**

ЗОНАЛЬНОСТЬ ТЕХНОГЕННОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ И ЕЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРИ СОСТАВЛЕНИИ ОБЗОРНЫХ ПРОГНОЗНО-ЭКОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ ГОРНОПРОМЫШЛЕННЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Б.Г. Саксин, М.Б. Бубнова

Институт горного дела ДВО РАН, г. Хабаровск

Обобщены сведения о выраженности зональности техногенного загрязнения вокруг горных предприятий, которые получены разными авторами при исследовании состояния различных компонентов природной среды в районах добычи. Статистически обработаны данные по дальности переноса загрязняющих веществ от отдельных предприятий и получены предельные расстояния от источников до внешних границ различных зон загрязнения. На конкретном примере показана возможность использования предлагаемого способа определения географического положения природно-горнотехнических систем ранга рудный район на мелкомасштабных прогнозно-экологических картах.

Ключевые слова: природно-горнотехнические системы, прогнозно-экологическое картографирование, зональность загрязнения.

ВВЕДЕНИЕ

Геохимический смысл преобразования природы хозяйственной деятельностью человека и глобальный характер этого процесса первым раскрыл академик В.И. Вернадский. Академиком А.Е. Ферсманом показана существенная роль горнодобывающей промышленности в концентрировании и “безвозвратном распылении” химических элементов земной коры. По оценкам специалистов, потребность человечества в минеральном сырье неуклонно возрастает и будет возрастать в будущем. Учет этого аспекта необходим в пределах территорий, основой развития которых является добыча полезных ископаемых.

Природа происходящих сейчас трансформаций окружающей среды, их масштабы и темпы являются беспрецедентными. Глобальные изменения сложно взаимодействуют с преобразованиями локального и регионального масштабов. Однако вопросы, касающиеся исследования глобального и регионального уровней, остаются изученными недостаточно, особенно в горной экологии. По ним имеются лишь фрагментарные данные, либо первоначальные количественные оценки. Актуальность изучения региональных природно-горнотехнических систем и закономерностей их формирования и развития определяются именно этим обстоятельством.

Региональные программы, ориентированные на решение крупных государственных задач, создаются с применением специализированных картографических моделей мелкого масштаба. Такие модели являются основой для установления долговременных целей, а также для определения порядка использования имеющейся ресурсной базы региона с минимальным ущербом для окружающей среды. Как представляется, разработка способов построения подобных мелкомасштабных моделей является одной из основных в числе решаемых в рамках научного направления “региональная экология горного производства”.

Первое обобщение материалов по зональности ореолов загрязнения, которые сформированы в районах действия горных предприятий России, выполнено Ю.Е. Саетом с соавторами в 1990 г. [1]. Эти исследователи пришли к выводу, что вокруг горных предприятий, как правило, устанавливаются следующие зоны:

I – зона сильных нарушений – обычно возникает на удалении 0,5–6 км;

II – зона умеренных нарушений и загрязнений – на удалении 1,0–15 км;

III – зона слабых нарушений и загрязнений – на удалении 20–30 км.

Статистические данные, положенные в основу этих обобщенных оценок, авторами не приводятся.

Ширина интервала, в пределах которого устанавливаются характерные нарушения той или иной зоны, их взаимное перекрытие у разных зон свидетельствуют о неоднородности исходных выборок (в выборку вошли источники с неодинаковыми мощностью загрязнения, а также временем воздействия, возможно расположенные в разных природных условиях формирования техногенных потоков и т.п.).

В научных дисциплинах экологического профиля накоплен и продолжает накапливаться большой фактический материал по зональности воздействия горных предприятий на различные компоненты окружающей среды, который, по мнению авторов настоящей статьи, необходимо использовать при прогнозно-экологическом картировании. Однако он рассредоточен по многим источникам и со времени опубликования работы [1] не обобщался.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И ОПИСАНИЕ МЕТОДА ИССЛЕДОВАНИЯ

Следует отметить, что наиболее часто употребляемым методическим приёмом изучения площадных зональных явлений являются наблюдения по опорным профилям, ориентированным вкрест и по преобладающему направлению ветров в данной местности. Площадные исследования единичны и касаются крупных горно-металлургических комбинатов, региональное влияние которых на окружающую среду уже давно очевидно [2, 4, 5, 7]. В таблицу нами сведены доступные литературные данные о характеристиках зон загрязнения, которые установлены исследователями при изучении состояния компонентов окружающей среды в районах действующих горных предприятий, эксплуатирующих разнообразные эндогенные рудные месторождения полезных ископаемых. Качественные и количественные характеристики зон приведены в том виде, в каком они даны в первоисточнике. К сожалению, современная изученность вопроса не позволяет разделить собранную информацию на статистически обеспеченные группы, учитывающие ранг горного предприятия (рудник, горно-обогатительный комбинат, горно-металлургический комбинат), вид добываемого сырья, а также технологию его добычи и переработки. Поэтому при составлении таблицы авторы статьи стремились, прежде всего, показать устойчивость зональных явлений, которые фиксируются по индикаторным показателям в самых разнообразных природно-ландшафтных условиях геохимическими, биологическими и другими методами изучения состояния компонентов природной среды.

Следует оговориться, что в смежных с горной экологией научных дисциплинах (например, геоэкологии) преобладают исследования природной части

проблемы горнопромышленных территорий, а собственно в горной экологии – техногенной. В этой связи, исторически сложилось, что в число изучаемых горной экологией природных компонентов входили почвы, а биота исключалась (Мирзаев Г.Г., 1991). Только в последние годы это положение стало исправляться.

Из таблицы следует, что наиболее активно и детально вопросы изучения зональности исследовались в 1990–2000 гг., т.е. в период пристального внимания государства к экологическим проблемам России (Лавров Н.П., 2001).

Анализ таблицы позволяет сделать следующие выводы:

- несмотря на то, что разные авторы использовали неодинаковые показатели оценки экологического неблагополучия, все они отчетливо фиксируют различие зон между собой;

- наиболее информативным и чувствительным индикатором загрязнения является состояние почвенного покрова и состояние связанных с ним биocenозов (микробных и, особенно, растительных сообществ).

Последний вывод ещё раз подтверждает справедливость представлений В.В. Докучаева (1949) об интегральной роли почв в ландшафте и об их информационных функциях, названных им “памятью ландшафта”. Объясняется это тем, что почва находится в тесной взаимосвязи с живой и неживой природой планеты. Она является продуктом взаимодействия живых организмов и горных пород. В этом продукте непрерывно происходят процессы движения воды, почвенных растворов, газов, минерализации и гумификации органических остатков [8, 10, 12]. Главным фактором естественной дифференциации вещества в почвенном слое в горизонтальном направлении является особенность строения его поверхности. Миграцией и аккумуляцией загрязнителей в вертикальном направлении управляет генетическое разнообразие почв, их кислотнo-щелочные и окислительно-восстановительные показатели. Техногенное загрязнение почв (в т.ч. химическое), как правило, носит площадной характер. В этой связи нарушение почвенного покрова при освоении минерального сырья способствует нарушению глобальных процессов, характерных для развития биосферы Земли и планетарных процессов в целом. Искажается управляющая функция почв, которая обеспечивает самоорганизацию природы.

В обобщающем виде зональные явления, формируемые вокруг конкретных горных предприятий, по мнению Е.Ю. Куликовой [11], могут быть описаны следующим образом.

Таблица. Характеристика зон загрязнения, выделяемых в районах действия различных горных предприятий.

Вариации изученных индикаторов по зонам				
I зона	II зона	III зона	IV зона	Автор, год
1	2	3	4	5
<u>Состояние растительности по отношению к фону</u>				
<i>Горно-таежные районы Дальнего Востока</i>				
<i>Техногенная пустошь.</i> Безлесная, каменистая пустыня с редкими куртинами злаков и осоки с интенсивно развитой плоскостной и линейной эрозией почвы. <i>Остальная часть площади I-ой зоны.</i> Кустарниковые поросли дубняка высотой 2–2,7 м, массовое некротическое поражение листьев в течение всей вегетации и ранняя деформация, суховершинность, поражение листоедами в конце вегетации – 80–90 % площади листьев, подлесок отсутствует или крайне разряжен и угнетен, травяной ярус образован редкими куртинами злаков и осок. Проективное покрытие 1–5 %, фрагментарно развиты угнетенные напочвенные мхи и лишайники.	<i>Дубовый лес</i>		Нет данных	Аржанова В.С, Елпатьевский П.В., 1998
	Рост концентрации тяжелых металлов в растительных тканях, признаки суховершинности, некрозы листьев до 30–40 % листового покрова, диспропорция элементов	Изменение элементного состава и характеристик листовой ткани, визуальные изменения единичны.		
<u>Арктические районы (Норильск)</u>				
<i>Лишайниковая пустыня.</i> Древесный ярус состоит из погибших деревьев, кустарники сильно повреждены (до 60 % усохшие), кустарнички и травы повреждены на 75 %.	Преобладают погибшие и усыхающие деревья, усыхает 20–50 % кустарников, в травянисто-кустарниковом ярусе повреждено до 40 %, покрытие лишайниками – > 1–5 %	В древесном ярусе до 50 % погибших лиственниц, кустарниковый ярус поврежден на 10 %, площадь покрытия лишайниками – до 20–40 %, количество их видов – 34	Растительность без признаков повреждений, только у лиственниц пожелтение хвои. Площадь лишайникового покрова до 70 %. Их видов – 34	Гитарский М.Л. и др., 1998
Сохраняется хвоя возраста 4–5 лет.	Сохраняется хвоя возраста 4–5 лет	Сохраняется хвоя возраста 9 лет.	Сохраняется хвоя возраста 9 лет	
Хлороз и некроз у 60–70 % хвои	Хлороз и некроз у 60–70 % хвои	Хлороз и некроз у 20–30 % хвои	Концы отдельных хвоинок с признаками хлороза	То же
<u>Состояние тундровых ландшафтов</u>				
<i>Техногенная пустошь.</i> Полное исчезновение растительного покрова. <i>Остальная часть площади I-ой зоны.</i> Исчезновение сплошного растительного покрова. Проективное покрытие не превышает 5–10 %. Появляются фрагменты вторичных ценозов. Сильное изменение микрорельефа, срезание бугров, смятие кочек.	Значительная нивелировка рельефа. Смена естественного растительного покрова производственной растительностью, вынос растительной дернины вдоль колеи.	Малозаметная нивелировка микрорельефа. Разряжение крупных кустарников и кустарничков, незначительное смятие мохово-лишайникового покрова	Сохранение общих черт естественного растительного покрова при выпадении отдельных видов кустарников.	Пашкевич М.А., 2000

Таблица. (Продолжение).

1	2	3	4	5
Трансформация растительного покрова тундр в результате механических нарушений				
<u>Бугорковая кустарниково-зеленомошная тундра</u>				
Покрытие – Нет	50–10 % площади зоны	50–100 % площади зоны	100 % площади зоны	Пашкевич М.А., 2000
Изменение ярусной структуры – Выпадение мхов	Преобладание травянистых в ярусе	Выпадение кустарничков	Выпадение кустарничков	То же
Видовая насыщенность – Нет	2–5	6	10–13	–“–
Высота – Нет	1–1,5 см	5–10 см	10–15 см	–“–
<u>Кустарничково-ерниково-ивняково-зеленомошная на плоских бугорках</u>				
Покрытие – Нет	30–50 % площади зоны	50–100 % площади зоны	100 % площади зоны	–“–
Изменение ярусной структуры – Выпадение мхов	Преобладание травянистых	Выпадение кустарничков	Выпадение кустарничков	–“–
Видовая насыщенность – Нет	5	4	6	–“–
Высота – Нет	10–15 см	15–20 см	20–30 см	–“–
<u>Состояние растительных сообществ в степных ландшафтах</u>				
Почти полное уничтожение естественной коренной растительности	Доминирование вегетативно подвижных видов. Увеличение доли адвентивных ксерофитов, малолетников и рудеральных видов	Смены в составе эдификаторов с последовательным усилением биоценотической роли более ксерофитных видов. Изменение морфологических характеристик видов	Выпадают редкие аборигенные виды, изменяется структура эдификаторной синузии	Востоков Е.А., Гунин П.Д., Буян-Орших Х. и др., 1993
<u>Возможность самовосстановления природной среды</u>				
Внутренняя зона глубоких качественных экологических изменений, включающая подзоны техногенной пустоши, промышленной застройки, регрессивных сукцессий.	Промежуточная зона характеризуется частичной видовой и структурной перестройкой функциональных связей между отдельными объектами биоценозов	Внешняя зона характеризуется количественными экологическими изменениями естественных биоценозов или надкларковых изменений загрязняющих веществ. Отдельные растения и организмы могут накапливать вредные вещества		Мирзаев Г.Г., 1984
Отличительная особенность – необратимость восстановления природной среды (ее качества и продуктивности) естественным путем в обозримые сроки.	Структурные и функциональные изменения в биоценозе могут восстанавливаться естественным путем после полного прекращения эксплуатации месторождения			Мирзаев Г.Г., 1984
<u>Фазы техногенных сукцессий</u>				
Фаза полного разрушения экосистемы	Фаза частичного разрушения экосистемы	Фаза структурных перестроек экосистемы	Фаза выпадения чувствительных видов	Borman F.N., 1982
<u>Содержание тяжелых металлов в почвах</u>				
от 100 до 4000 фоновых	от 10 до 5 фоновых	от 5 до 2 фоновых	от 2 до 1,1 фоновых	Иванченко А.М. и др., 1998
<u>Урожайность с/х культур</u>				
Падает на 60 %	нет данных	нет данных	Падает на 10 %	
<u>Коэффициент экологической напряженности $K_{эн}$</u>				
$K_{эн} = 10$	$K_{эн} = 5 - 10$	$K_{эн} = 2 - 5$	$K_{эн} = 1 - 2$	Подвишенский и др., 1988

Таблица. (Окончание).

1	2	3	4	5
<u>Превышение ПДК пылеобразования в атмосфере</u>				Кислицин Л.В. 1999
> 10 ПДК	2–10 ПДК	менее 2 ПДК	1–2 ПДК	
<u>Превышение ПДУ химического загрязнения почв</u>				
> 10 ПДУ	2–10 ПДУ	менее 2 ПДУ	не превышает ПДУ	Островский В.Н. и др, 1992 Трофимов В.Т., 1997
<u>Уровень химического загрязнения почв</u>				
> 10 ПДК	5–10 ПДК	до 5 ПДК	ниже ПДК	
<u>Удельное пыленакопление на поверхности почвы</u>				[13]
до 1000–1500 кг/(га·год)	100–500 кг/(га·год)	меньше 100 кг/(га·год)	меньше 100 кг/(га·год)	
<u>Степень деградации почв</u>				Крупская Л.Т., Никитина З.И., 2000
Очень сильно деградированные (ограниченность использования территории для существования человека и размещения на ней производств жизнеобеспечения)	Сильно деградированные (ограниченность существования биоты)	Средне деградированные (природные биоценозы сильно угнетены)	Слабо деградированные (первичные признаки угнетения отдельных видов биocenozов)	
<u>Способность почв к микробиологическому очищению</u>				То же
Очень низкая	Низкая	Средняя	Высокая	
<u>Способность экосистем к природной санации от тяжелых металлов</u>				–“–
Очень низкая	Низкая	Средняя	Высокая	
<u>Уровень химического загрязнения почв</u>				Крупская Л.Т., 2000
Чрезвычайно высокий (> 3 ПДК)	Высокий (2–3 ПДК)	Средний (1,5–2,0 ПДК)	Низкий (1–1,5 ПДК)	
<u>Состояние микроорганизмов</u>				Никитина З.И., 1991 Кондратьева Л.М., 2000
Полное подавление роста и развития микроорганизмов (зона репрессии)	Снижение разнообразия микробного сообщества (зона резистентности)	Состав сообщества постоянен, а структура изменяется (зона стресса)	Структура и состав сообщества стабильны и практически неотличимы от фоновых (зона гомеостазиса)	
<u>Состояние растительных сообществ</u>				Сает Ю.Е. и др., 1990
Сплошная гибель растительных сообществ	Гибель и угнетение большей части растительных сообществ и замена более устойчивыми	Гибель отдельных деревьев	Нет данных	

I зона – зона структурной перестройки. Качественно новая система с измененной пространственной и видовой структурой и новыми экологическими связями между компонентами. Восстановление качества и продуктивности природных компонентов естественным путем в обозримые сроки невозможно. Необходимы специальные мероприятия инженерной защиты, направленные на восстановление природной среды. По нашим оценкам, до 50 % общей площади I-ой зоны занимает её центральная часть, которая рядом исследователей именуется техногенной пустошью. Техногенная пустошь – территория с высоким уровнем загрязнения, примыкающая непосредственно к горному предприятию, где естественные ландшафты уничтожены полностью на 60 % площади, а иногда и более.

II зона – зона функциональной перестройки. Между отдельными элементами экосистемы, как и между отдельными структурными элементами природной среды, перестраиваются функциональные связи. Это меняет качественные и количественные характеристики естественной экологической системы. Продуктивность её снижена. После полного прекращения эксплуатации рудного месторождения возможно восстановление естественным путём.

III зона – зона количественных изменений основных характеристик естественной экологической системы. Нарушаются только количественные показатели ряда природных процессов. Качественных изменений внутри природных объектов, а также нарушений функциональных связей между этими природными объектами не наблюдается. Интенсивность ряда экологических процессов может снижаться, а продуктивность падать.

IV зона – зона информационной перестройки. Концентрация вредных веществ меньше ПДК, но больше кларка (фона). Изменения не приводят к перестройке структуры и функционирования природных систем, продуктивность которых практически сохраняется на том же уровне.

Резких границ между зонами не устанавливается, а вариации измеряемых параметров внутри них (кроме разве I-ой зоны) значительны и имеют тенденцию нарастания по мере удаления от источника загрязнения. Выражается это в их “пятнистом” строении (незакономерное чередование участков с разной степенью поражения компонентов природной среды), которое фиксируется при съёмках по сети. В этой связи наиболее устойчивой сопоставительной характеристикой по зоне является среднее (или модальное) значение параметра в ее пределах. Описанные закономерности объясняются совместным дей-

ствием очень многих факторов технологического, природно-климатического, миграционного, химического и т.п. характера. Эти факторы управляют воздушным переносом и осаждением пылегазовых выбросов, пылевых ореолов и аэрозолей. В отличие от водных и воздушных потоков рассеяния, аномальные концентрации загрязняющих веществ в почвах отражают интегральное воздействие источника загрязнения или их группы на данную конкретную территорию *за весь период их существования* [14]. Практически для всех исследованных химических элементов, на относительно удаленных от источника территориях, в выпадениях из атмосферы преобладают растворенные формы. Близ источника, наряду с увеличением общей массы выпадений, доля растворенных форм в них резко уменьшается.

Кроме того, необходимо учитывать и то обстоятельство, что как границы зон, так и их площадные размеры находятся в постоянном динамическом развитии. В литературе описан пример повторного проведения наблюдений в районе Норильского горно-металлургического комбината (первичное наблюдение – 1978 г., повторное – 1985 г.). Мощность производства за этот период возросла в 1,5 раза. Площадь поражения лесов (I и II зоны) увеличилась в 2 раза. При этом границы погибших лесонасаждений сдвинулись на 60–120 км. Конечно, на горных предприятиях, которые не имеют металлургического передела, темпы поражения будут более скромными, но общая тенденция останется такой же.

Для определения географического положения границ зон экологических изменений, как считает большинство исследователей [6], необходимо применение методов натурного изучения (геохимических, биогеохимических съёмок, либо биологических и геохимических исследований по опорным профилям), или методов математического моделирования водного и воздушного переноса с учётом рельефа, гидрографии и метеоданных. По мнению других [3, 9], наметить положение зон возможно по данным интерпретации результатов дистанционных (аэрокосмических) методов изучения, которые заверяются наземными работами. Главными индикаторами при этом служат состояние растительного покрова и общая запыленность атмосферы, выявляемая различными видами съёмок. В любом случае, ведущими критериями для определения положения границ являются признаки, позволяющие оценивать экологическое состояние компонентов природной среды, которые установлены прямыми наблюдениями или опосредованно. Препятствием для широкого использования аэрокосмических и натуральных методов служит их высокая стоимость.

В связи с изложенным, авторы статьи пытались обосновать экономичный и экспрессный способ определения максимального удаления внешних границ различных зон загрязнения от отдельного горного предприятия, которое эксплуатирует месторождения рудного полезного ископаемого. С этой целью проработан литературный материал, который показал, что для разных объектов степень изученности негативного воздействия горных работ на окружающую среду очень неодинакова. Чаще всего для ее оценки приводятся сведения о протяженности и химическом составе техногенного потока, сформированного в долине реки, дренирующей район разрабатываемого месторождения. Поток картируется путем опробования поверхностных вод, донных осадков, иногда почвенного покрова по системе пересечений или равноудаленных точек. Гораздо реже приводятся примеры площадного изучения различных зон загрязнения с использованием опробования по сети почвенного слоя, снежного покрова, реже – укосов травы. При этом обычно указывается радиус зоны загрязнения, расстояние переноса, реже – размер и конфигурация загрязненной площади. По мнению Шапаря А.Г. [15], обусловлено это тем, что до середины 80-х годов все исследователи загрязнения, обусловленного горным производством, рассматривали преимущественно его линейно-пространственную направленность.

Нами предпринята попытка собрать и статистически обработать опубликованные данные по зафиксированной дальности переноса загрязняющих веществ от конкретных горных предприятий Мира.

Всего удалось найти подобную информацию по 70 разноранговым горным предприятиям, которые эксплуатировали различные рудные месторождения сроком от 10 до 150 лет. В сводную выборку вошли предприятия, которые открытым или подземным способом эксплуатируют коренные месторождения (разного масштаба) следующих металлов: Fe, Pb, Zn, Cu, Ni, Mo, W, Sn, Hg, U, редкие металлы, Au, Al, Ng. К сожалению, из-за статистической необеспеченности, не удалось составить конкретные выборки, увязывающие линейные показатели загрязнения с типом добываемого сырья, масштабами месторождения, а также временем и способом его отработки и т.п. Вероятно подобная возможность появиться в будущем.

Дальность переноса определялась по воздушной и водной средам. Результаты обобщения этих данных представлены в виде гистограммы, которая в первом приближении может быть описана экспоненциальной зависимостью. Форма осредненной кривой соответствует форме кривой, которая получена М.А. Пашкевич [13] при изучении связи: удельное пыленакопление на поверхности – расстояние от техногенного мас-

сива. Однако на прилагаемой гистограмме (рис. 1) видны и существенные отклонения от подобной зависимости, которые неплохо коррелируют с априорной информацией о выше охарактеризованных зональных явлениях. С учетом этого обстоятельства допустимо аппроксимировать полученное распределение частот встречаемости при помощи 3-х непрерывных вариационных кривых, подчиняющихся нормальному закону). Взаимное перекрытие левых и правых ветвей (особенно 1-ой и 2-ой зон) объясняется, прежде всего, неоднородностью анализируемой генеральной совокупности, которая была охарактеризована выше. С целью преодоления данного обстоятельства тестирование вариационных кривых проводили, в том числе, и по четкому различию их модальных интервалов, а также по величине объясненной дисперсии. С большим отрывом от 3-х первых зон (соответствуют 3-м вариационным кривым) намечается четвертая. Негативные изменения природной среды на подобных расстояниях от источника загрязнения фиксируются вокруг совокупности рудников (50 оловорудных предприятий Тасмании), в районах действия крупных горнопромышленных комплексов (Норильский, Кольский, Губкинский-Старооскольский, Колымский) или по долинам рек, дренирующих площади, в пределах которых предприятия расположены высоко в горах (Кавказ, Апеннины). Однако к настоящему времени статистического материала по этой группе недостаточно, в связи с чем далее она не рассматривается.

Четкая выраженность первых трех зон свидетельствует о существовании общей закономерности пространственно-линейного развития химического загрязнения. Отклонение от этого правила статистически незначимы и относятся к весьма крупным объектам, к горнопромышленным комплексам типа Норильского. Изложенное позволяет использовать полученную общую закономерность для предельных (прогнозных) оценок статистических параметров 3-х названных зон загрязнения.

Способ предельных оценок (по минимально возможному или максимально возможному значению того или иного параметра) широко используется в науке, когда точных исходных данных недостаточно. Поскольку в прогнозных экологических построениях требуется не допустить неоправданно оптимистического прогноза, способ предельных оценок (по максимуму) вполне применим.

В совокупности первые три зоны составляют 88,6 % от рассмотренной генеральной совокупности. Устойчивость их (относительная независимость от климатических особенностей территории и специфики полезного ископаемого) подтверждается как нашими данными, так и вышеперечисленными обоб-

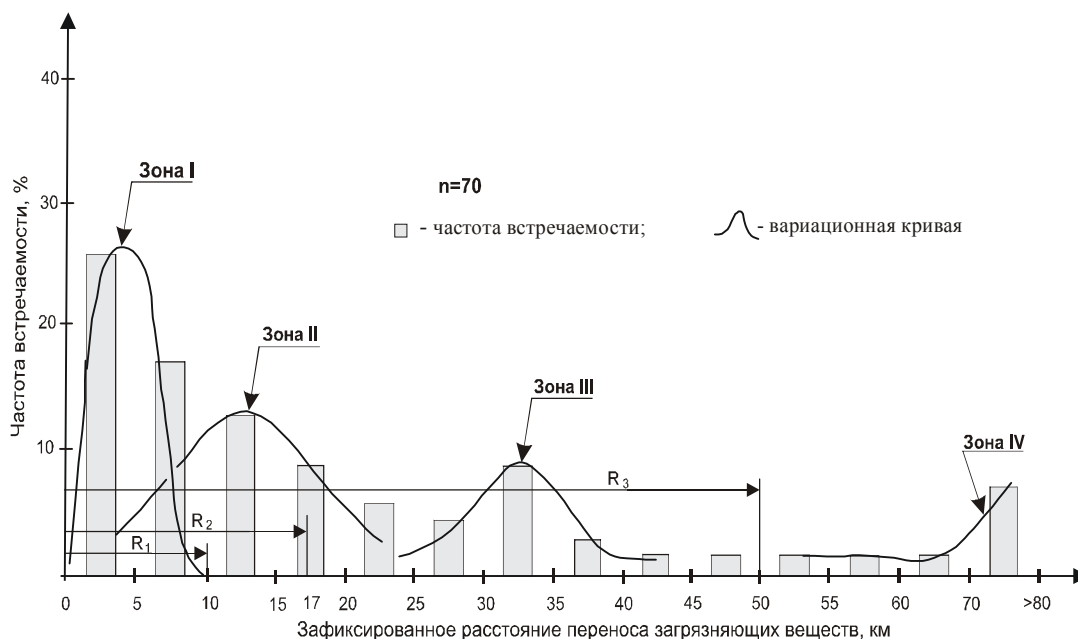


Рис. 1. Гистограмма распределения зафиксированных расстояний переноса загрязнения от горных предприятий Мира.

R_1 , R_2 , R_3 – радиусы зон воздействия, установленные по удельному пыленакоплению на поверхности почв [13]. Mo – модальное значение соответствующего распределения; S – стандартное отклонение; n – число случаев. Зона I – $Mo_1 = 4,5$ км, $S = 2,5$ км, интервал – 0–10 км; зона II – $Mo_2 = 14$ км, $S = 4,5$ км, интервал – 1–30 км; зона III – $Mo_3 = 32$ км, $S = 3,0$ км, интервал – 20–45 км; зона IV – $Mo_4 > 80$ км.

шающими работами по России и ее отдельным регионам. Вероятно, реально существующие различия дальности переноса загрязняющих веществ, связанные с географическим местоположением источника загрязнения, укладываются в интервал $\pm 3 S$. Отсюда в качестве предельной величины линейного переноса загрязняющих веществ в зоне мы можем обоснованно принять значение $Mo + 2 S$ (что обеспечивает вероятность $P = 0,95$), где S – стандартное отклонение, Mo – модальное значение, P – вероятность. Именно такие предельные значения рекомендуется использовать при построении.

Неуклонное снижение процента встречаемости модального интервала от зоны I к зоне IV, в том числе, может быть объяснено и снижением степени изученности отдельных зон, которое реально уменьшается в этом же направлении. Более всего эмпирических данных накоплено по зоне I, соответствующей сильным нарушениям и изменениям природной среды. Для получения исходных данных по более удаленным зонам необходим охват опробованием значительных площадей, что связано с существенными финансовыми затратами. Сказанное является основной причиной немногочисленности примеров описания параметров II, III и IV зон. Это не соответствует фактическому положению дел, поскольку из-

вестно, что за 30–40 лет практически неосвоенная территория преобразуется в крупный горнопромышленный район (площадь 30–50 тыс. км²) или территориально-промышленный комплекс (площадь сотни тыс. км²). Радиус зоны III при этом достигает 50–100 км. Такие зоны относятся к эколого-геохимическим зонам “невидимого” и “неконтролируемого” риска и поэтому являются наиболее непредсказуемыми, опасными и трудно устранимыми.

Следует также отметить, что многие исследователи (Саэт Ю.Е. с соавторами, Бугаева Г.Г., Крюков В.В., Кобань Р.Т. и Руднева И.А., Шилов И.И., Востоков Е.А. с соавторами и многие другие) приводят интервалы удаления перечисленных зон от источника загрязнения, которые определены при натурном изучении окрестностей разных горных предприятий. Эти показатели у соседних зон взаимно перекрываются, хотя средние значения по интервалу отчетливо различны, а величина их устойчиво возрастает от зоны к зоне. Описанные эмпирические закономерности отчетливо выражены и на рис. 1.

В качестве независимых данных, подтверждающих правомочность принятого варианта аппроксимации гистограммы, на этом же рисунке вынесены радиусы зон воздействия техногенных массивов, установленные М.А. Пашкевич [13] при прямом изуче-

нии изменения удельного пыленакопления на поверхности почв в зависимости от расстояния до источника загрязнения. Видно удовлетворительное совпадение предельных расстояний до внешних границ соответствующих зон, которые получены этими независимыми способами. Таким образом, несмотря на упомянутую выше неоднородность генеральной совокупности, построенная гистограмма в целом отразила те же закономерности, которые известны по данным натурного картирования конкретных регионов.

ОБСУЖДЕНИЕ

Описанные закономерности возможно использовать при прогнозировании вариантов развития экологической ситуации в рудном районе, которые, как правило, представлены группой пространственно сближенных месторождений. Известна географическая предопределенность позиций горных предприятий (всегда вблизи эксплуатируемых месторождений) и полная независимость местоположения рудных месторождений от природно-климатической зональности Земли, которая присуща другим природным ресурсам. С другой стороны, центр самых значительных и контрастных выпадений, образованных выбросами горного предприятия, всегда приурочен к промышленным площадкам (горному отводу). Исходя из этого, а также принципа иерархичности региональных природно-горнотехнических систем, первым этапом прогнозно-экологического картирования является предварительная оценка географического положения самого мелкого объекта – рудного района. Её можно выполнить способом проведения правильных окружностей с радиусами, равными максимальному значению удаления от эпицентра загрязнения (соответствует точке расположения эксплуатировавшегося или подготовленного к эксплуатации месторождения) на регистрационной карте. В результате выполнения описанной процедуры, по слиянию границ третьих зон загрязнения, выделяется площадь, соответствующая природно-горнотехнической системе ранга рудный район. В её пределах далее проводят уточнение конфигурации и размеров с использованием другой информации (положение дренирующей гидросети, водоразделов и хребтов, преобладающего направления ветров и т.п.). По композиции рудных районов затем определяют положение региональной природно-горнотехнической системы ранга область и провинция.

На рисунке 2 представлен пример сопоставления данных, которые получены предлагаемым методом и при помощи традиционно выполняемого эколого-геологического картирования одного из типовых рудных районов Приморского края. Сопоставле-

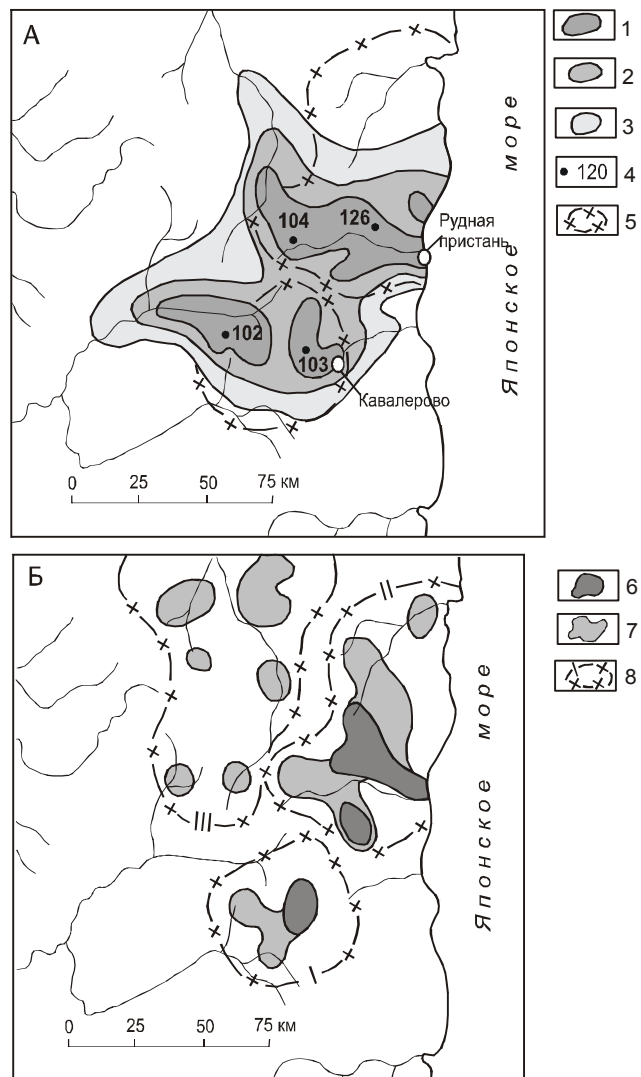


Рис. 2. Пример сходимости результатов определения положения различных зон загрязнения. Положение зон загрязнения: Приморский край. Дальнегорский и Кавалеровский рудные районы.

А – по предлагаемой методике; Б – по данным эколого-геологического картирования (по А.И. Бурого, 2000).

1 – первая зона загрязнения от действующих горных предприятий; 2 – вторая зона загрязнения; 3 – третья зона загрязнения; 4 – бальная оценка экологического риска освоения месторождений в эпицентрах (аномальные значения более 75 баллов); 5 – контуры экологически неблагоприятных районов, показанных на рис. Б; 6–8 – оценка степени химического загрязнения почв: 6 – критическая; 7 – напряженная; 8 – границы и номера экологически неблагоприятных районов: I – Кавалеровский; II – Дальнегорский; III – Верхне-Иманский.

ние показывает общую непротиворечивость результатов. Имеется в виду удовлетворительное (для мелкого масштаба) совпадение площадей и морфологии контуров районов интенсивной добычи цветных и

редких металлов, которые установлены разными способами. При эколого-геохимическом картировании дополнительно выделен Верхне-Иманский район, где добычные работы не проводились, но имеется естественная геохимическая аномальность, обусловленная наличием на поверхности рудных объектов различного ранга. Аналогичная аномальность зафиксирована этим способом и в северной части Дальнегогорского района.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, факт существования зональных явлений вокруг горнодобывающих предприятий является доказанным. Наиболее отчетливо они проявлены в изменении состояния (в т.ч. геохимического) почвенного покрова и биоты. Использование этого обстоятельства при составлении обзорных прогнозно-экологических карт сырьевых регионов позволяет придать им отраслевую направленность, существенно снизить финансовые затраты. Подробнее с предлагаемым методом экономического и экспрессного построения обзорных прогнозно-экологических карт можно ознакомиться в работе [14].

ЛИТЕРАТУРА

1. Геохимия окружающей среды (Саэт Ю.Е., Равич Б.А., Янин Е.П. и др.). М.: Недра, 1990. 355 с.
2. Гитарский М.Л., Карабань Р.Т., Сисичина Т.И. Оценка критических уровней концентрации диоксида серы в атмосферном воздухе для северных лесов России // Проблемы экологического мониторинга и моделирование экосистем. Т. XVI. СПб: Гидрометеиздат, 1996. С. 37–49.
3. Головкин В.А., Козодеров В.В., Кондранин Т.В. Модель комплексной оценки устойчивого развития региональных экосистем по данным спутниковых и наземных наблюдений // Научные исследования высшей школы по экологии и рациональному природопользованию: СПб.: Санкт-Петербург. горный ин-т, 2000. С. 155–158.
4. Емлин Э.Ф. Техногенез колчеданных месторождений Урала. Свердловск: Изд-во Уральского ун-та, 1991. 256 с.
5. Ершов Э.Д., Чижов А.Б., Гаврилов А.В., Максимова Л.Н. Геоэкологические условия криолитозоны. // Геоэкология. 1993. № 2. С. 3–17.
6. Иванов Б.А. Инженерная экология. Л.: Ленингр. ун-т. 1989. 150 с.
7. Иванченко А.М., Дергилев М.А. Состояние окружающей среды в зоне техногенного влияния горных предприятий Губкинского-Старооскольского района КМА // Горный журнал. 1998. № 9. С. 57–59.
8. Ивлев А.М., Дербенцева А.М. и др. Почвенно-экологическое картографирование: Учеб. пособие. Владивосток: Изд-во Дальневосточ. ун-та, 2005. 104 с.
9. Калмыков А.А., Коберниченко В.Г., Елфимов В.И. Разработка радиоэлектронных систем дистанционного зондирования и оптимизация их применения для решения задач экологического мониторинга // Научные исследования высшей школы по экологии и рациональному природопользованию: СПб.: Санкт-Петербург. горный ин-т, 2000. С. 155–158.
10. Крупская Л.Т. Охрана и рациональное использование земель на горных предприятиях Приморья и Приамурья. Хабаровск: Приморское геогр. об-во, 1992. 174 с.
11. Куликова Е.Ю. Теоретические основы защиты окружающей среды в горном деле: Учеб. пособие для вузов. М.: Изд-во "Горная книга", 2005. 611 с.
12. Ломоносов И.С. Основные процессы техногенного рассеяния и концентрирования элементов и принципы их оценки // Геохимия техногенных процессов. М.: Наука, 1990. С. 26–60.
13. Пашкевич М.А. Техногенные массивы и их воздействия на окружающую среду. 2000. Санкт-Петербург. горный ин-т. СПб.: 230. с.
14. Саксин Б.Г., Крупская Л.Т., Ивлев А.М. Региональная экология горного производства. Хабаровск: Изд-во ИГД ДВО РАН, 2001. 233 с.
15. Шапарь А.Г. и др. Методические подходы к выбору стратегии устойчивого развития территории. Днепропетровск, 1996. Т. I. 159 с.

Поступила в редакцию 10 мая 2006 г.

Рекомендована к печати В.Ю. Мамаевым

B.G. Saksin, M.B. Bubnova

Zoning of man-caused pollution, and its use in compilation of prediction ecology general maps of mining-and-industrial territories

Data on the evident zoning of man-caused pollution around mining enterprises obtained by different authors during investigations of the state of various components of natural environment in the extraction area are summarized. Data on the distance of pollutants transport from separate enterprises were processed, and marginal distances from the sources to the outer boundaries of different pollution zones were computed. A possibility of using the proposed method to determine the geographic position of natural mining systems of the ore district rank on small scale prediction ecology maps is specifically exemplified.

Key words: natural mining systems, prediction ecology mapping, pollution zoning.

ЦВЕТНЫЕ КАМНИ В ВУЛКАНИТАХ МАЛОГО ХИНГАНА

Т.К. Зотова

Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, г. Биробиджан

Изложены новые и ранее известные данные о наличии камнесамоцветной минерализации и проявлениях облицовочного сырья в вулканогенных толщах Малого Хингана. Впервые приводятся данные о наличии хризолитоносной минерализации, обнаруженной в шлиховых пробах, отобранных в поле развития неогеновых базальтов Хингано-Олонойской вулканоструктуры; о гидротермально-вулканогенных яшмах в риолитах верхнего мела, обнаруженных в аллювиальных и делювиальных отложениях. Описано проявление хрусталеносной минерализации в оловоносных гранит-порфирах Хинганского месторождения.

Ключевые слова: цветные камни, вулканиты, Малый Хинган.

Отроги Малого Хингана (административно – территория Еврейской автономной области – ЕАО) среди специалистов и любителей камня славятся наличием большого разнообразия камнесамоцветной минерализации, которая в основном связана с тремя комплексами пород: венд-раннекембрийскими метаморфическими образованиями (марганценовая железисто-кремнистая и известково-доломитовая формации); меловыми вулканогенными образованиями (формации кислых вулканитов, андезитовая и базальтовая); палеозойскими гранитоидами (формация редкометалльных пегматитов).

Геологическое строение региона и условия формирования месторождений цветных камней изучено относительно слабо. На территории ЕАО основные поисковые работы на многие виды камнесамоцветного сырья проводились в восьмидесятих годах прошлого века подразделениями экспедиций “Далькварцсамоцветы” и “Дальгеология” (В.С. Нурханов, 1985; Ю.К. Степанов, 1986; Ю.В. Перетяшко, 1987; В.М. Смертенко, 1987; В.И. Макар, 1985, 1988 и др.).

Начиная с 2002 г. работы по изучению цветных камней на территории ЕАО были продолжены автором [2].

Основное внимание в этих исследованиях было уделено областям распространения вулканогенных пород риолитового и риолит- андезитового состава. Целью работ являлось изучение вулканитов как потенциального источника различных видов цветных камней, характерных для данных комплексов, а так-

же ревизионное обследование уже известных проявлений в породах этих формаций.

Предварительно в вулканитах, развитых на территории области, нами выделяется три формации камнесамоцветного сырья: базальтовая, андезитовая и формация кислых вулканитов.

Породы базальтовой формации слагают поле в пределах Хингано-Олонойской континентальной вулканической зоны и небольшой по площади массив на юге области. Ранее базальты не изучались на камнесамоцветное сырье, несмотря на то, что с этой формацией на Дальнем Востоке связаны многочисленные проявления хризолита (Тутточа, Коппинское, Гатка и др.) и Токское месторождение (Амурская область). Меловые вулканиты кислого состава в области занимают значительные площади и с ними связан целый ряд проявлений различного камнесамоцветного сырья. Андезитовая формация распространена преимущественно в центральной части области на относительно небольших участках, с ней традиционно на Дальнем Востоке связаны проявления агатов (Походненское, Вяземское, Мидзинское, Сергеевское) [3].

Как известно [5], эффузивные породы по-разному проявляют себя как источники цветных камней. Некоторые драгоценные камни являются аксессуарными минералами – порфиrowыми вкрапленниками в эффузивах (сапфир, циркон, хризолит, иризирующий санидин – лунный камень). Сами вулканиты могут служить поделочными камнями (обсидианы, яш-

мовидные порфиры, риолиты и их туфы). Кроме того, эффузивы часто вмещают гидротермальные минералы кремнезема, которые широко используются в ювелирно-камнерезном производстве – агат, опал, аметист.

Автором обследовано несколько ранее известных и вновь выявленных, удаленных друг от друга участков камнесамоцветной минерализации, относящейся к различным группам цветных камней, [4]. Исследования проводились на Сутарской площади, в районе с. Радде, п. Хинганск и в окрестностях п. Кирга.

Сутарская площадь охватывает левобережье среднего течения одноименной реки. Здесь левые притоки р. Сутара в своих верховьях размывают породы вулканического комплекса, включающие камнесамоцветную минерализацию.

Проявление сердолика в устье р. Русской. Находится в 1.5 км ниже устья р. Русской (левый приток р. Сутара). Проявление известно со времени проводимых в этом районе золотодобычных разработок, официально – с 1987 г.; тогда же проявление было обследовано В. И. Макаром (1988), определены ресурсы в 750 кг. Автором оно изучалось в 2002–2003 гг. Объект представлен техногенными отложениями – дражными отвалами старательских отработок золотоносных россыпей, которые образуют цепь узких (10–30 м) “косичек” общей протяженностью 1200 м и высотой 1–3 м (рис. 1).

Отвалы представлены аллювиальными галькой и валунами гранитоидов, гранито-гнейсов, вулканитов (в сумме 70 %) и кварца с обломками сердолика (30 %). Сердолик встречается в виде единичных крупных (15–30 см), слабо окатанных глыб, часто с весьма неровной кавернозной поверхностью. Среди них встречаются отдельные мелкие валуны и галька

сердолика красно-коричневого цвета, хорошо покрашенного, просвечивающего. Размер обломков – 10–30 см. Прокраска глубокая, трещиноватость слабая или отсутствует, качество сырья высокое. По отвалам пройдено два шурфа с целью оценки их сердоликоносности на глубину. Глубина шурфов 1 м; она определялась возможностью проходки в весьма сыпучем грунте. При просмотре в процессе проходки 2 м³ вынутого материала сердолика не обнаружено. Вероятно, в процессе естественной сортировки мелкая и средняя фракции просеялись в нижние горизонты, а крупнообломочная фракция, к которой, судя по нашим находкам и находкам предшественников, относятся и обломки сердолика, осталась на поверхности и практически вся уже собрана любителями.

Учитывая высокое качество сырья и то, что это единственное в области проявление сердолика, объект требует внимательного изучения, в частности, аллювия р. Русской выше дражных отвалов с целью определения источника сноса.

Проявление красной яшмы и пестроцветных туфов (р. Широкая). Обнаружено автором в 2002 г. в среднем течении левого притока р. Сутары (р. Широкая, правая терраса, в 5.5 км выше устья). Обнаружению проявления способствовали старательские золотодобычные работы, в процессе которых в ходе промывки произошло обогащение крупнообломочного аллювия, который стал доступен для наблюдения в отвалах. Отвалы представлены валунно-галечниково-песчано-глинистым материалом полимиктового состава: гранитоиды – 30 %, гранито-гнейсы и сланцы – 30 %, риолиты, андезиты и их туфы – 10 %, кварц – 15 %, яшмы – 5 %, другие породы – 10 %. По granulометрическому составу материал на 70 % состоит из дресвы, щебня, песка и глины, на 30 % представлен валунами и галькой, среди которых и отмечается яшма. Яшма обладает яркой густой окраской “осенней” палитры: красным, коричневым, сургучным, желтым, реже зеленым цветом. Характер окраски – однородный, пятнистый, полосчатый, с неясно выраженным рисунком, что придает породе высокие декоративные качества. Размер обломков от 3×5 до 15×30 см. Основные дефекты – трещиноватость и кавернозность. Содержание яшмы в отвалах – 2–3 обломка на 10 м². Высокие декоративные качества позволяют использовать этот камень в камнерезной и ювелирной промышленности. В этих же отвалах часто встречаются мелкие валуны пестроокрашенных риолитовых туфов, обладающих неплохими декоративными качествами. Преобладающий цвет туфов зеленый и сургучный. Особую декоративность придают включения обломков пород в туфогравелитах и

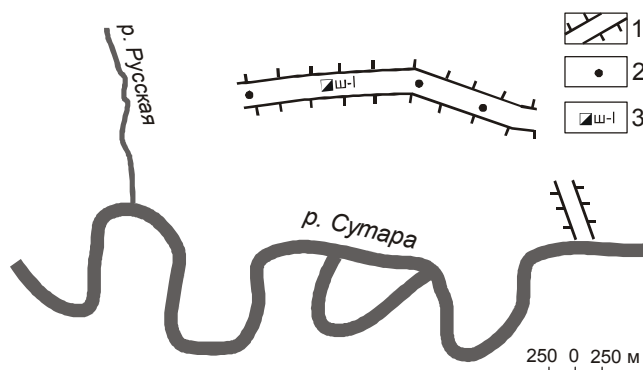


Рис. 1. Проявления сердолика в устье р. Русской.

1 – контуры дражных отвалов, 2 – места находок сердолика, 3 – шурф и его номер.

туфоконгломератах. Окатанность обломков хорошая, трещиноватость отсутствует либо слабая, основной дефект – кавернозность. При наличии в породе необходимой блочности, камень можно использовать в камнерезной промышленности.

Проявления декоративных туфов и красной яшмы в верховьях руч. Бираканчик. При проведении маршрутных исследований вулканитов, развитых в верховьях рек Бушумная и Б. Биракан, в канаве предшественников (экспедиция “Далькварцсамоцветы”), пройденной на южном склоне водораздельной гривки р. Б. Биракан и ее правого верхнего притока, наблюдались лаво- и туфобрекнии риолитов крепких, окремненных, с хорошими декоративными качествами. Последние обусловлены разноцветными обломками вулканического стекла и окремненных туфов на фоне цемента зеленого, фиолетового и серого цветов. Породы были признаны пригодными для камнерезной промышленности (В.С. Нурханов и др., 1985), и на объекте рекомендована постановка детальных поисков.

В верхнем течении левого притока р. Б. Биракан автором обнаружены совершенно не окатанные обломки (делювий) яшмы красной, разноцветной с цветами осенней палитры, с пятнистым распределением красного, желтого, зеленого, сургучного и, редко, голубого цветов. Верхняя граница распространения яшмы в аллювии четкая (рис. 2). На протяжении 200 м вниз по течению ручья отмечается увеличение количества обломков, размеры которых достигают 50 × 20 × 15 см. Яшма имеет высокие декоративные качества, может использоваться как ювелирно-поделочный материал. Проявление получило название Бираканчик-2. Обломки яшмы отмечались и в аллювии р. Б. Биракан, в верхнем ее течении, а также в отвалах старательского полигона в нижнем течении реки.

Раденское проявление халцедона, цветного опала, яшмы. Расположено на площади Раденского месторождения цеолитов, в 2–3-х км юго-восточнее п. Радде. Проявление выявлено в 1963 г. при поисках перлитового сырья в Приамурье ПГО Дальгеология.

На цветные камни проявление проверялось в 1987 г. В.И. Макаром (1995), который отметил наличие агат-халцедонового материала, пригодного для изготовления ювелирных вставок, и рекомендовал проведение поисковых работ. Автором объект изучался в 2003–2004 гг. Проявление представлено линзовидным телом глинистых пород, включающих сферолоиды риолитов. Сферолоиды представляют собой шарообразные либо овальные тела размером от 3–5 см до 1.2 м в диаметре. Снаружи они имеют харак-

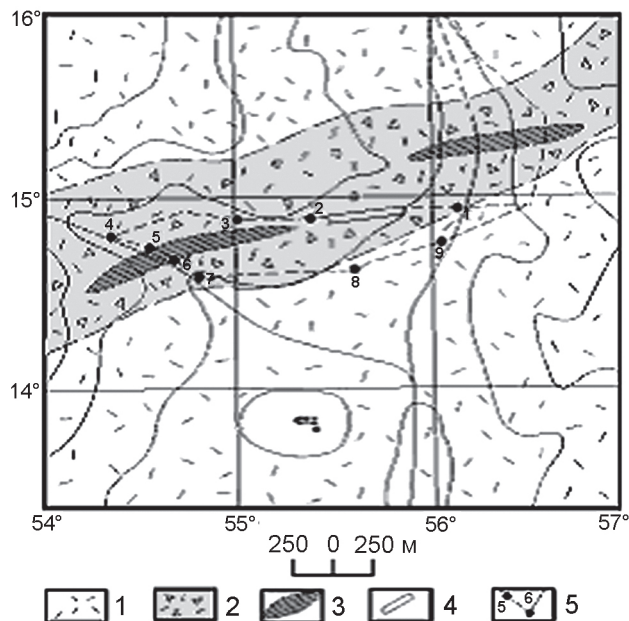


Рис. 2. Схема геологического строения проявления красной яшмы и декоративных туфов в верховье руч. Бираканчик.

1 – риолиты, 2 – декоративные туфы, 3 – красные яшмы, 4 – канавы прошлых лет, 5 – направление маршрута, точки наблюдения и их номера.

терную темную шероховатую, бугорчатую поверхность. Внешняя зона сферолоидов сложена окремненными риолитами (яшмоидами), а центральная, ядерная зона – опалом, халцедоном, либо халцедон-опаловым материалом. Размеры зон различны, отдельные сферолоиды нацело сложены яшмоидами, которые имеют хорошее и высокое декоративное качество. Зоны опал-халцедоновой минерализации иногда достигают 50 см в диаметре. Цвет опала желтый, красный, зеленый, оранжевый, вишневый, редко голубоватый. Опал в целом непрозрачный, но часто в нем встречаются участки полупрозрачного опала с интенсивным блеском. В зависимости от цвета, такие разновидности опала относятся к огненному, солнечному или джиразоль опалам. Но, к сожалению, такие опалы, находясь на воздухе, постепенно теряют и прозрачность, и блеск, становясь тусклыми, превращаясь в обыкновенный цветной опал. Халцедоновые выполнения имеют серый, реже, голубовато-серый цвет и остролучевую форму, чаще всего, 3-х и 4-х конечную. Халцедон-опаловые выполнения сферолоидов в обрамлении яшмы часто имеют весьма высокие декоративные качества. Разнообразие цвета опала, различная степень прозрачности и конфигурации включений создают причудливые картины из “жизни” неживой природы.

Пограничное проявление халцедона, цветного опала, яшмы. При проведении автором маршрутных исследований вдоль западной государственной границы области в минерализованной приграничной полосе, в 2–3 км ниже п. Радде, в 500–700 м западнее вышеописанного проявления были обнаружены элювиальные развалы аналогичных сферолоидов. Размеры их от 5 до 30–40 см в диаметре. Здесь же отмечались крупные обломки и глыбы яшмы с расцветкой осенней палитры, ярко и неоднородно окрашенной. Текстура породы полосчатая, пятнистая, брекчиевая. Размеры единичных глыб достигали 70×50×30 см.

Ядринское месторождение риолитовых туфов. Месторождение расположено на границе с территорией Амурской области и административно ей принадлежит. Выявлено А.П. Сорокиным (?) в начале 1970-х годов при проведении геологической съемки; впоследствии изучалось и разрабатывалось как месторождение риолитов, используемых для гидравлических добавок при производстве цемента. Сами риолиты и их туфы высокодекоративны и были рекомендованы к изучению на декоративно-облицовочный камень (В.С. Нурханов, 1985). Но более месторождение известно как проявление агат-опаловой минерализации в сферолоидах. Автор ознакомилась с проявлением в 2001 г. В карьере среди кислых эффузивов наблюдалась зона, выполненная глинистым материалом, содержащим сферолоиды риолитов.

Мощность зоны до 8 м. До 50 % объема этих зон сложено сферолоидами различного размера – от 3–10 см до 50 см в диаметре. В сферолоидах отмечается опал-халцедон-кварцевая минерализация в виде выполнений центральных зон сферолоидов. Цвет и текстура этих выполнений разнообразны; их сочетания создают неповторяющиеся рисунки пейзажного характера, что придает породе весьма высокую декоративность. Данные образования аналогичны таковым на Радденском проявлении, но имеются и отличия, которые проявляются в цвете и характере поверхности сферолоидов, в форме выполнений, в цвете халцедона и риолитов, вмещающих минерализацию, в их текстуре и в целом – в декоративности данных пород. Они еще более привлекательны, нежели на Радденском проявлении.

Месторождение обсидиана Радде. Выявлено среди кислых эффузивов солонечной свиты. Изучалось в 1961–62 гг. В. И. Лукашовым на перлитовое сырье. В 1982 г. экспедицией “Далькварцсамоцветы” проводилось ревизионное обследование на поделочный камень. Автором месторождение исследовалось в 2003 г.

В районе месторождения вулканиды с резким угловым несогласием залегают на подстилающих породах и представлены полосчатыми риолитами и их туфобрекчиями (рис. 3). В риолитах отмечаются редкие мелкие вкрапленники полевого шпата и кварца. Риолиты прорваны небольшой экструзией обсидиана (40×60 м). Экструзия выходит на поверхность, площадь выхода около 40 м². На всей площади проявления обсидиан перекрыт наносами незначительной мощности, судя по канавам предшественников. Здесь, в приповерхностных условиях, камень интенсивно трещиноват. Цвет обсидиана смоляно-черный, блеск на выветренной поверхности матовый, в свежем сколе стеклянный, излом раковистый. Коричневые разновидности редки. Порода имеет скорлуповатую и столбчатую отдельности. Месторождению дана отрицательная оценка на поделочный камень из-за малой блочности камня, но камень на глубину не изучался.

Кроме этого месторождения в области известны проявления обсидиана Кимканское (вблизи п. Кимкан) и Падь Федосеиха (верховье р. Сутара). Они изучались неоднократно разными исследователями и получили отрицательную оценку также по причине недостаточной блочности. В ходе рекогносцировочных работ автором обнаружены элювиальные глыбы обсидиана в верховье р. Федосеихи, в придорожных выемках заросшей “Царской дороги” [3], проходящей по правому борту реки (2–3 км вверх по течению от пересечения с лесовозной дорогой). Стекло отмечается в основной массе породы в виде многочисленных линзочек, прослоев, включений и составляет до 80 % ее объема. Глыбы таких пород достигают

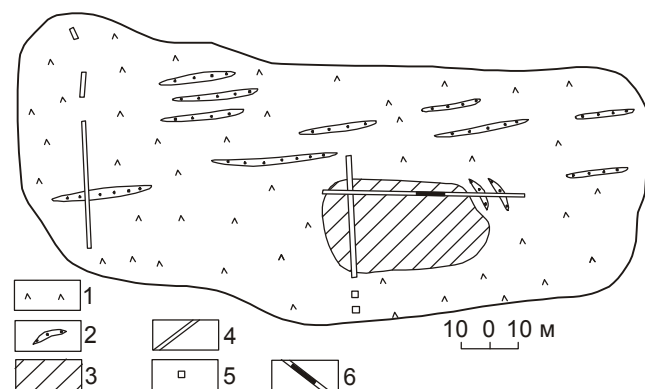


Рис. 3. Геологический план месторождения обсидиана Радде (по материалам экспедиции “Далькварцсамоцветы”, 1980 г.).

1 – литокластические туфы, туфобрекчии риолитов, 2 – линзы риолитов, 3 – обсидиан; горные выработки прошлых лет: 4 – канавы, 5 – шурфы, 6 – расчистка.

ют размеров до 20×50×20 см. Внешне порода обладает неплохой декоративностью.

Хинганское проявление гранит-порфиров и горного хрусталя. Проявление расположено в пределах Хинганского оловорудного месторождения. Кристаллы горного хрусталя часто отмечались в процессе добычи оловоносной руды, “хрустальная” минерализация специально не изучалась и в сводках проявлений цветных камней не значится. При первом посещении рудника автора заинтересовали гранит-порфиры, встречающиеся в окрестностях месторождения. Они привлекали своей необычной текстурой, придающей породе высокую декоративность. Порода представлена мелкокристаллической основной массой зеленовато-серого, либо серого цвета, на фоне которой отмечаются порфиновые выделения полевого шпата розового, желтоватого, зеленоватого оттенков. Размер выделений от 2–5 до 15 мм, количество – 50–70 % от объема породы. Края выделений как бы оплавлены, от этого и из-за обилия порфиновых выделений порода имеет вид мономиктового гравелита. В отчете В.И. Макара (1995) находим, что о декоративности этих пород отмечалось в отчете Н.П. Емельянова (1972), затем они изучались в 1988 г. В.И. Макаром и были рекомендованы в качестве поделочного камня.

Минерализация горного хрусталя наблюдалась автором в бывшем карьере по добыче оловянной руды. После того, как добыча стала вестись шахтным способом, карьер был обрушен подземным взрывом из ствола шахты. В результате образовалась гигантская воронка, в стенках которой обнажились огромные площади горных пород, вмещающих оруденение, и стали доступны исследованию. Породы разбиты широкими трещинами на крупные блоки размером до 3×3 м. Трещины заполнены глиной. На поверхности плоскостей самих блоков отмечаются небольшие гнезда-занорыши, также заполненные глиной желтого, белого, вишневого цвета. В этом глинистом материале в занорышах, но в большей и лучшей мере в местах пересечения трещин, отмечаются кристаллы горного хрусталя. Кристаллы имеют характерную и очень интересную особенность – форму в виде трехгранного клинка. В основании кристаллов, как правило, имеется 6 граней, но, по мере роста, каждая вторая грань выклинивается, в результате чего головка кристалла заканчивается тремя заостренными гранями. Самые крупные кристаллы – размером 8–10 см в длину и 1 см в основании. Обычный размер – 4–6 см по длине. Кристаллы, как правило, разобщены, либо отмечаются в сростках по 2–3 кристалла, причем срастаются под

большим углом, до 90°, что также отличает их от обычных друз. Количество кристаллов в гнезде достигает 20 штук, из них половина прозрачных. Прозрачными и без внутренних трещин бывают обычно только головки кристаллов. Основания кристаллов сильно замутнены. Однако мелкие внутренние трещины появились после некоторого времени хранения. Проявление, безусловно, интересно, и прежде всего, как содержащее коллекционный материал.

Киргинское проявление агатов. Проявление обнаружено при проведении геологической съемки (И.И. Поздняков, 1967 г.), специально обследовалось В.Н. Болдовским (1971), В.Д. Забродины (1982). В 1982 г. на объекте проведено ревизионное обследование экспедицией “Далькварцсамоцветы”. Все исследователи отмечали наличие декоративного камня, но из-за малых масштабов минерализации и значительной трещиноватости агатовых миндалин проявлению дана отрицательная оценка. Автором объект обследован в 2002 г. Проявление приурочено к нижнемеловым вулканитам андезитового состава. Коренной выход этих пород наблюдался на северной окраине п. Кирга (рис. 4).

Среди туфов, в нижней части обнажения отмечаются три линзы “пестрых туфов”, содержащих многочисленные миндалины с халцедоном. Размер таких линз 1–4 м по длине и 1–2 м по мощности. Миндалины составляют 30–50 % породы, они представлены преимущественно серым халцедоном, белым и аметистовидным кварцем. Размер миндалины преимущественно 1–2 см. Нам удалось обнаружить одну миндалину размером 6×3 см, выполненную кварцем с тонкой (5 мм) оторочкой серого тонкослоистого агата.

Агаты на территории исследуемого района известны еще в 3-х точках: Малосололинское проявление, Бираканчик и Бушумное. Эти проявления имеют незначительные масштабы минерализации и

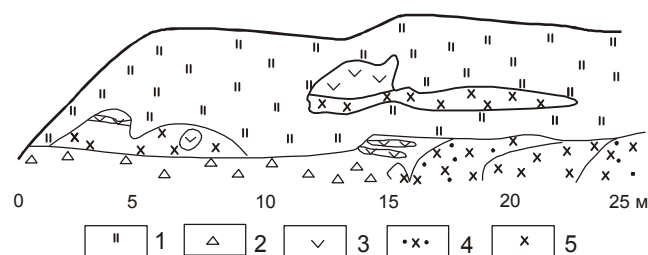


Рис. 4. Киргинское проявление агата. Обнажение агатоносной пачки на северной окраине п. Кирга.

1 – почвенно-растительный слой, 2 – делювий, 3 – дациты черные порфиры, 4 – туфы андезитов, 5 – туфы андезитов с линзами агатов.

мало изучены. Они были выявлены при проверке заявок на благородный опал Б.Н. Фоминым в 1982 г. и связаны с верхнемеловыми риолитами солонечной свиты. Характер проявления агатовой минерализации здесь совершенно иной, в сравнении с Киргинским, что должно стать предметом дальнейших исследований.

Кроме вышеотмеченной минерализации, в вулканитах Малого Хингана часто отмечаются участки развития самих вулканогенных пород, обладающих декоративными качествами: риолитов, туфов, игнимбритов, гранит-порфиров, которые, как правило, сопровождают вышеотмеченную минерализацию (проявления падь Федосеиха, Радденское, Бушумное, Хинганское), а также имеют самостоятельное развитие. Известны проявления декоративного риолита Ручей Ударный, Бирское месторождение дацитов, разведанное на облицовочный камень, месторождения андезидацитов Бираканское и 29 Километр [6].

Проявление цветных туфов Дорожное. Расположено в полотне лесовозной дороги Облучье–Дичун, в 500 м на запад от ее пересечения с р. Федосеиха. Здесь в полотне дороги на протяжении 400 м автором наблюдались крупные обломки, до 30 см по длине, разноцветных туфов. Основная разновидность выделяется своим нежно-зеленым цветом. Порода имеет афанитовую структуру основной массы с вкрапленниками травяно-зеленого минерала, розового полевого шпата и единичными зернами прозрачного кварца; здесь же отмечаются различные пестроцветные декоративные туфы брекчиевой, мелко-, крупнообломочной, линзовидно-слоистой, плейчатой текстуры. Цвет пород розовый, вишневый, бледно-зеленый, серый. Вдоль дороги отмечаются единичные обломки тех же пород. Породы обладают высокой декоративностью, хорошо принимают полировку; вероятно, что их выходы расположены где-то рядом.

Проявление базальтов Новое. Обнаружено автором в 2003 г. Оно находится в 800 м на северо-восток от пересечения лесовозной дороги (Облучье–Дичун) с руслом левого притока р. Федосеихи, в районе высотной отметки 413.0 и вскрыто карьером. Базальты черного цвета, крепкие, массивные, под микроскопом обнаруживают порфировую структуру, вкрапленники (15–20 %) представлены плагиоклазом, оливином, клинопироксеном. Порода умеренно изменена, отмечаются вторичные карбонат, серицит, цеолиты, хлорит. При проверке на полировку дает зеркальную поверхность. При наличии достаточной блочности, камень может применяться как декоративно-облицовочное сырье.

На исследуемой территории уже известны месторождения базальтов Хинганское и Екатерино-Никольское, которые специально не изучались, но имеют потенциальные перспективы на облицовочный камень.

Проявление хризолитовой минерализации. В 2004 г. автором была сделана первая попытка исследования неогеновых базальтов хингано-олонойской зоны на хризолитовую минерализацию. Была отслежена юго-восточная окраина плато в районе Хинганского месторождения базальтов, которые изучались Т.Г. Баскаковой (1963) на каменное литье. В ее отчете базальты характеризуются как оливиновые, пироксен-оливиновые, оливин-пироксеновые, пироксеновые и реже как гиалобазальты. В ходе маршрутов непосредственно в поле развития базальтов были отобраны 3 шлиховые пробы. В 2-х из этих проб отмечались единичные зерна прозрачного золотисто-зеленого хризолита с интенсивным ярким блеском. Зерна очень мелкие, 1–1.5 мм, но этот факт уже можно рассматривать как поисковый признак хризолитоносности хинганских базальтов.

ВЫВОДЫ

Исследования показали, что вулканические породы, развитые на Малом Хингане, являются весьма перспективными на выявление камнесамоцветной минерализации. В настоящее время в поле их развития выявлены проявления ювелирно-поделочного (горный хрусталь, сердолик, агат), поделочного (халцедон, опал, яшма), декоративно-облицовочного (цветные риолиты, их туфы, игнимбриты) и облицовочного (дациты, андезидциты, базальты) сырья. Следует отметить принципиально новые данные о камнесамоцветной минерализации Малого Хингана: выявление признаков хризолитоносности базальтов Хингано-Олонойской структуры и выявление яшм гидротермального генезиса, которые ранее в районе не отмечались. Охарактеризованные выше проявления говорят о широких рудообразующих (в свете цветных камней) процессах, проявлявшихся в районе. Очевидно, что масштабы этих процессов не ограничиваются данным списком проявлений. Достаточно отметить, что первые работы ИКАРПА рекогносцировочного характера увенчались выявлением новых проявлений, как ранее известного камнесамоцветного сырья (цветных риолитов и их туфов – проявления Радденское и Дорожное, обсидиана – проявление “Царская Дорога”, базальтов – проявление Новое), так и сырья, ранее не отмеченного в сводках цветных камней области (яшма в вулканитах – проявления р. Широкая, Бираканчик-2 и Пограничное).

На территории Дальнего Востока с вулканогенными формациями связаны месторождения и прояв-

ния таких цветных камней, как: из ювелирных – хризолита, аметиста, граната, благородного опала, сапфира; из ювелирно-поделочных – агата, халцедона, цветного опала, родонита; из поделочных – обсидиана, окаменелого дерева, яшмы, агальматолита; и объекты различного типа декоративно-облицовочного камня. Формация кислых вулканитов является самой продуктивной по разнообразию цветных камней, с ней связанных. Традиционно, наиболее многочисленными в вулканогенных формациях являются проявления агата и халцедона. В ассоциации с агатовой и халцедоновой минерализацией часто обнаруживается опал гидротермального поствулканического происхождения, который образует, как правило, мелкие проявления ювелирно-поделочного опала. Но весьма вероятно и выявление объектов благородного опала, подобного месторождению Радужное в Приморье [1]. Дальнейшее изучение геолого-структурного, стратиграфического, геохронологического, формационного и других факторов позволит определить реальные перспективы пород вулканогенных формаций, развитых на юге Малого Хингана, на выявление конкретных видов цветных камней, связанных с данным комплексом пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геммологические особенности благородных опалов Дальнего Востока / Сучкова Е.М., Мельников Е.П., Зотова Т.К., Балакирев В.Г., Ахметова Г.Л., Сторожевых Т.Н. // Разведка и охрана недр. 1992. № 9. С. 2–5.
2. Зотова Т.К. Цветные камни вулканогенных формаций Еврейской автономной области // Региональные проблемы, Биробиджан: ИКАРП ДВО РАН, 2005. № 6–7. С. 46–49
3. Зотова Т.К. Ювелирно-поделочные и поделочные камни юга Дальнего Востока // Проблемы геологии и разведки месторождений полезных ископаемых: Материалы Всерос. науч. конф. (с международным участием): Томск, 11–14 окт. 2005 г.). Томск: ТПУ, 2005. С. 53–59.
4. Киевленко Е.Я. Проблемы изучения минерально-сырьевых ресурсов цветного камня // Драгоценные и цветные камни как полезное ископаемое. М.: Наука, 1973.
5. Методические указания по поискам и перспективной оценке месторождений цветных камней. Вып. 2, Агат. М.: Всесоюз. шестое производственное объединение, 1976. 70 с.
6. Zotova T.K., Rodionov S.M. Ornamental-and-Facing Stones from the Southern Part of the Russian Far East // Regularities of the Structure and Evolution of Geospheres: Materials of VII Intern. Interdisciplin. Symposium and International Geoscience Programme (IGCP-476): Vladivostok, 20–24 September, 2005. – Vladivostok : FEB RAS. P. 284–291

Поступила в редакцию 29 апреля 2005 г.

Рекомендована к печати С.М. Родионовым

T.K. Zotova

Colored stones in the volcanics of the Lesser Khingan

The known and the previous data on the presence of semiprecious mineralization and occurrences of facing raw material in the volcanogenic units of the Lesser Khingan are stated. Data are first cited on the presence of chrysolite-bearing mineralization recognized in heavy concentrate samples taken from the Neogene basalts of the Khingan-Olonoy volcanic structure, and on hydrothermally volcanogenic jaspers in the Upper Cretaceous rhyolites detected in alluvial and talus deposits. The occurrence of crystal-bearing mineralization in the tin-bearing granite-porphyry of the Khingan deposit is described.

Key words: colored stones, volcanics, Lesser Khingan.

МАТЕРИАЛЫ КОНФЕРЕНЦИЙ МОЛОДЫХ УЧЕНЫХ

УДК 622.765.06

**ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ИЗВЛЕЧЕНИЯ “УПОРНЫХ” ФОРМ ЗОЛОТА
ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИМ ВОЗДЕЙСТВИЕМ**

В.С. Алексеев

Институт горного дела ДВО РАН, г. Хабаровск

Для эффективного извлечения мелкого и тонкого золота предложен способ предварительной обработки концентрата химическими реагентами на основе галогенидов. Определены рациональные дозировки и разработана схема цепи аппаратов оборудования ШОУ с предварительной реагентной обработкой концентратов драг и промывочных приборов.

Ключевые слова: золото, россыпи, технология извлечения, химические реагенты.

В связи с отработкой богатых россыпных месторождений и необходимостью вовлечения в эксплуатацию россыпей со сложными условиями залегания, развитие золотодобывающей промышленности во многом связано с созданием физико-химической геотехнологии. Это обусловлено также и тем, что значительный потенциал техногенных россыпей, содержащих существенную долю мелкого (минус 0,25 мм) и особо мелкого (менее 0,1 мм) золота в настоящее время используется с низкой эффективностью, так как отработка их ведётся, как правило, с использованием в процессе обогащения в традиционных шлюзовых аппаратах.

В Институте горного дела ДВО РАН разработан и совершенствуется новый способ предварительной обработки золотосодержащих концентратов драг и промывочных приборов химическими реагентами на основе йодсодержащих галогенидов. Исследованиями установлено, что в процессе взаимодействия концентрата с реагентом при перемешивании частицы золота покрываются новой пленкой, приобретают гидрофильные свойства (высокую степень смачиваемости) и хорошо извлекаются. Кроме того, новая пленка не обладает магнитными свойствами, и вероятность ее захвата в процессе магнитной сепарации минимальна.

Однако в результате промышленных испытаний этой технологии на Соловьевском прииске (Амурская область) получены различные показатели прироста извлечения, что можно объяснить разнообразием вещественного состава, в частности наличием тяжелых, в том числе магнитных, минералов шлихового комплекса.

Поэтому была поставлена задача исследовать влияние минерального состава исходного дражного концентрата, поступающего с различных россыпных месторождений, на качество реагентной обработки и определить соответствующие режимные параметры технологии.

Целью исследований являлось изучение режимных условий среды предварительного физико-химического воздействия на золотосодержащий концентрат для повышения эффективности извлечения мелкого и дисперсного золота.

Для достижения поставленной цели исследований выполнены лабораторные эксперименты по обогащению “базовых (эталонных)” шлихов по единой технологической схеме при различных соотношениях тяжелой и легкой фракций в шихте. В качестве эталонных шлихов использовали реальные продукты одной из старательских артелей дальневосточного региона. Для исключения возможной неоднородности в распределении золота по опытам в подготовленную шихту вводили по 165 мг ценного компонента на 1 кг навески. Гранулометрический состав золота базовых шлихов приведен в таблице № 1. По результатам эксперимента оценивалось влияние исследуемого фактора на эффективность извлечения золота и потери его с хвостами.

Первая серия экспериментов проведена без реагентной обработки, вторая и третья – на идентичных составах шихты, но после предварительной реагентной обработки материала индивидуальным галогеном (режим 1) – 2 серия, и смесью галогенидов (режим 2) – 3 серия. Всего было исследовано 10 составов шихт (таблица 2).

Таблица 1. Гранулометрический состав и распределение золота по классам крупности базовых шлихов.

Класс крупности, мм	Наименование фракции			
	Тяжелая		Легкая	
	Выход класса, %	Распределение золота, %	Выход класса, %	Распределение золота, %
-2+1	7.75	8.29	9.31	0.4
-1+0.4	41.95	66.20	41.84	1.5
-0.4+0.2	50.30	25.51	33.52	5.77
-0.2+0.1	-	-	11.08	74,33
-0.1	-	-	4.25	17,99
Итого	100.0	100.00	100,00	100,00

Таблица 2. Составы “базовых” шлихов для обогащения.

№ шихты	Состав шихты, %		Золото в опыте, мг		Всего в опыте, мг
	Тяжелая фракция	Легкая фракция	Собственное	Введенное	
1	33	67	116,09	165	281,09
2	20	80	70,84	165	235,84
3	60	40	206,92	165	371,92
4	43	57	148,75	165	313,75
5	0	100	1,68	165	166,68
6	57	43	197,05	165	362,05
7	67	33	229,71	165	394,71
8	25	75	87,85	165	252,85
9	40	60	138,88	165	303,88
10	100	0	343,0	-	343,0

Исследования проб проведены по гравитационной схеме обогащения, включающей центробежную сепарацию, концентрацию на концентрационном столе, выделение золота из концентратов под биноклем и аналитическое определение золота в хвостах и промежуточных продуктах. Используемые в качестве базовых пробы содержали золото, потерянное при промывке песков в полевых условиях. Золото преимущественно мелкое (82,8 %) и тонкое (17,2 %). При минералогическом анализе установлено, что тяжелая фракция содержит 200 г/т, методом атомной абсорбции (ААС) содержание золота определено на уровне 343 г/т. Легкая фракция содержит 12 г/т (мин. анализ) и 2,8 г/т (ААС). Для расчетов баланса ценных компонентов использованы данные ААС.

Навеску шихты, после введения указанного количества самородного золота, помещали в агитационную камеру и при Т:Ж = 1:1,5 агитировали с содой, количество которой обеспечивало требуемый уровень pH, затем добавляли фиксированное количество галогенидсодержащего раствора в количестве из расчета 50 г/т. Процесс активной агитации продолжался 30 минут, затем материал шихты перегру-

жали в приемный бункер, в котором он выдерживался в течение 12–18 часов, после чего материал обогащали на центробежном концентраторе Нельсона-3,5'. Хвосты концентратора анализировали на остаточное содержание золота, а концентрат классифицировали на узкие классы, подвергали магнитной сепарации и последующей концентрации на столе. В табл. 3 показаны данные, полученные при обогащении проб.

Как видно из приведенных в табл. 3 данных, результаты по извлечению свободного золота далеко не однозначны, наблюдается как прирост извлечения (шихты 2, 5, 8), так и его снижение (шихты 1, 4, 6, 9). В экспериментах с шихтой №3 и №10 эффективным оказался режим 2, а с шихтой №7 – режим 1. Поскольку потери золота представляют сумму золота в хвостах центробежного концентратора, концентрационного стола и магнитной фракции, проведена оценка эффективности извлечения золота в зависимости от условий предварительной реагентной обработки. На рис. 1, 2, 3 приведены кривые распределения потерь золота с хвостами (в процентах) обработки “базовых” шлихов различного состава на центробежном сепараторе и концентрационном столе.

Как видно из данных на рис. 1, включение предварительной реагентной обработки в большинстве случаев способствует снижению потерь золота с хвостами центробежной концентрации. Применение смеси иодидов (режим 2) характеризуется снижением зависимости результатов обогащения от состава шихты, исключение представляют составы, содержащие свыше 60 % тяжелой фракции (шихта №7). Следовательно, центробежная концентрация материалов, отличающихся высоким содержанием тяжелых

Таблица 3. Сравнительные технологические данные, полученные при обогащении «базовых» шлихов.

№ шихты в матрице планирования	Извлечено свободного Au, %		
	из исходной шихты, без обработки	из шихты, обработанной реагентом в режиме 1	из шихты, обработанной реагентом в режиме 2
1	74,57	72,79	72,47
2	78,02	82,77	82,30
3	64,53	60,44	65,39
4	73,21	66,97	67,79
5	85,43	90,53	90,23
6	74,05	60,35	72,31
7	62,25	68,63	52,60
8	66,32	88,59	75,82
9	74,37	61,01	71,67
10	70,95	64,27	76,77

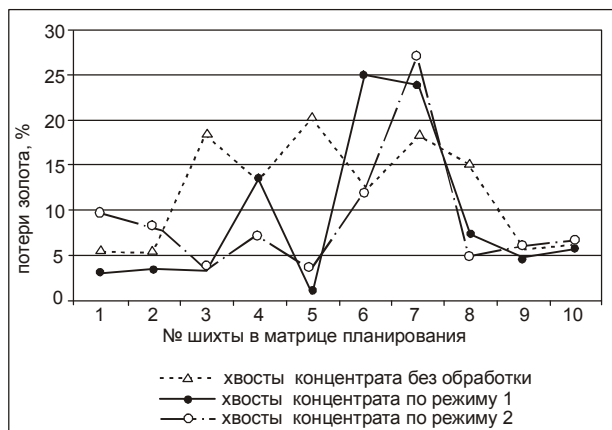


Рис. 1. Изменение потерь золота с хвостами центробежной концентрации.

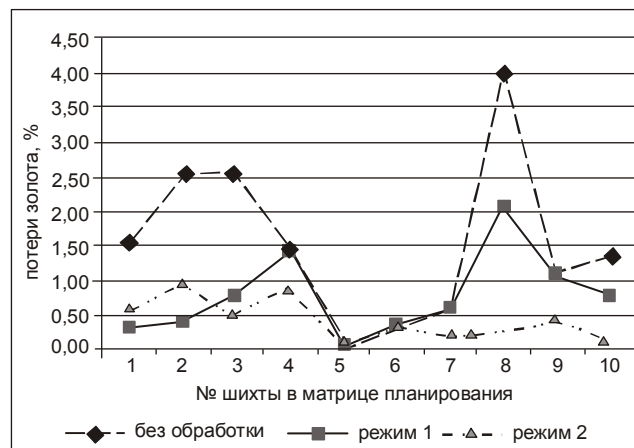


Рис. 3. Потери золота с магнитной фракцией.

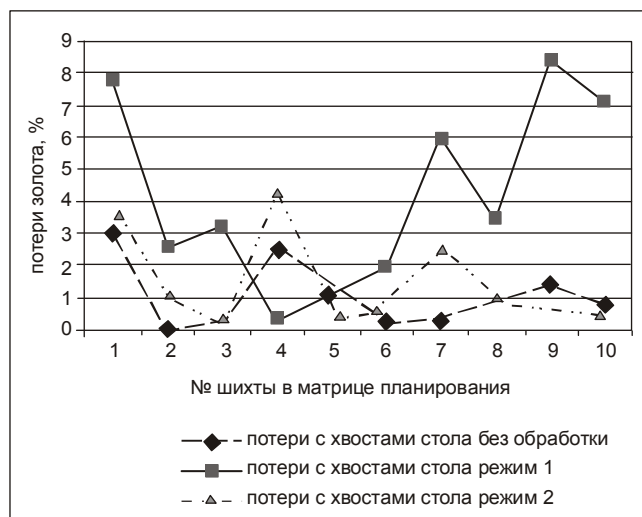


Рис. 2. Потери золота с хвостами концентрационного стола.

фракций и, соответственно, повышенным количеством свободного золота, проблематична. В среднем потери золота с хвостами концентратора из шлихов без обработки реагентом составляют 12,05%, обработанных по режиму 1 – 9,14%, а обработанных по режиму 2 – 9,07%.

Анализ потерь золота с хвостами концентрационного стола показал (рис.2), что при доводке концентрата, прошедшего реагентную обработку по режиму 2, золото достаточно эффективно выделяется в обогащенный концентрат (головку). Это подтверждается тем, что извлечение золота из хвостов концентрационного стола при обогащении концентрата по режиму 2 меньше, чем при режиме 1.

На рис. 3 приведены данные по потерям золота с магнитной фракцией, выделяемой из концентратов центробежного концентратора. Хорошо видно, что присутствие реагентов способствует снижению захвата золота магнитными минералами.

Наиболее сильное воздействие оказывает смесь галогенидов (режим 2), что, вероятно, связано с образованием поверхностных пленок на поверхности золотин. Следует отметить, что эффективность магнитной сепарации в результате введения реагентов возрастает, что подтверждается многочисленными лабораторными исследованиями.

Анализируя регрессионные зависимости влияния реагента на извлечение золота от содержания тяжелых фракций, полученные методами математической статистики (в данной статье они не приводятся), можно констатировать, что включение реагентной обработки обеспечивает повышение эффективности центробежной концентрации, причем использование смеси галогенидов предпочтительнее. Получены аналитические зависимости, позволяющие расчетным путем определять параметры реагентной технологии при доводке концентратов в зависимости от содержания тяжелых шлихов. **Введение дополнительного галогенида способствует снижению зависимости потерь золота от состава шихты, что свидетельствует о различии характера протекающих в пульпе физико-химических процессов.**

Проведенные экспериментальные исследования позволили установить:

- Использование галогенсодержащих растворов в процессах доводки шлиховых концентратов обеспечивает прирост извлечения золота традиционными гравитационными аппаратами в среднем на 3–5%;

Таблица 4. Результаты промышленных испытаний технологии физико-химической обработки концентратов драг и хвостов доводки (ОАО “Прииск Соловьевский”, 2004).

Номер драги	Извлечение золота из концентрата, г				Масса Au, извлеченного из хвостов доводки концентрата, мг					
	Без реагентной обработки		С реагентной обработкой		Без обработки хвостов реагентом			С реагентной обработкой хвостов		
	Масса концен-трата, кг	Масса Au, г	Масса концен-трата, кг	Масса Au, г	Всего хвостов доводки: хвосты, кг масса Au, мг	В том числе: хвосты, кг масса Au, мг		Всего хвостов доводки: хвосты, кг масса Au, мг	В том числе: хвосты, кг масса Au, мг	
						немагнитные фракции	магнитные фракции		немагнитные фракции	магнитные фракции
Драга № 110	120	590	120	635	120 2321,4	66 1096	54 825,1	120 736,7	66 459,6	54 496,7
Драга № 229	177	3305	177	3385	177 3871,6	75 963,3	102 2908,3	177 2482,4	75 1306	102 1176,4
Итого	297	3895	297	4020	297 6193	141 2059,3	156 3733,4	297 3438,7	141 1765,6	156 1673,1
Содержа-ние	13,1 кг/т		13,5 кг/т		20,85 г/т	14,6 г/т,	23,9 г/т	11,6 г/т	12,5 г/т	10,7 г/т
Выводы	Содержание золота увеличилось на 3,1 %, в том числе:				Потери золота в хвостах уменьшились:					
	по драге № 1 - на 7,1 % ; по драге № 2 - на 2,4 %				-	-	-	в 1, 8 раз	на 16,8 %	в 2,2 раза

· На технологические показатели и эффективность работы обогатительных аппаратов оказывает существенное влияние состав шихты, поэтому необходимы дополнительные исследования с целью подбора параметров реагентного режима применительно к конкретному типу шихты и применяемого обогатительного аппарата;

· Предварительная реагентная обработка материала шихты, особенно смесью галогенидов (режим 2), в большинстве случаев способствует повышению эффективности магнитной и центробежной сепарации;

· Реагентная обработка материала индивидуальным галогеном (режим 1) требует более тонкой регулировки параметров работы концентрационного стола.

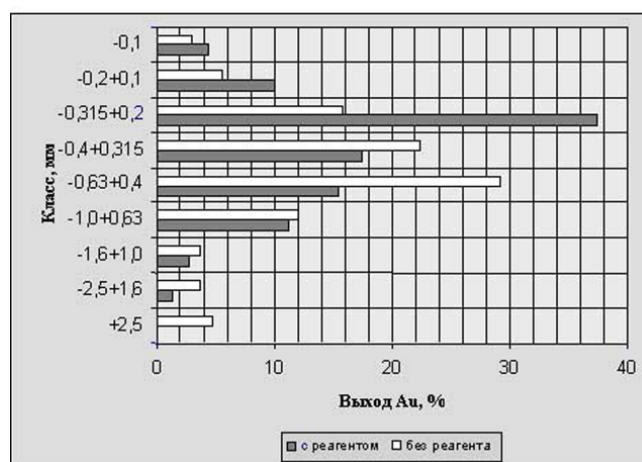
В 2004 году в ШОУ Соловьевского прииска проводились опытно-промышленные испытания реагентной технологии. Обработке реагентом подвергался золотосодержащий концентрат, поступающий на доводку в ШОУ.

Результаты извлечения золота в концентрат на столе СКО-2 после обработки химическими реагентами приведены в табл. 4.

Были также определены потери металла в хвостах переработки концентрата при их обработке реагентами и без обработки. Данные о величине извлеченного золота из хвостов концентрационного стола, немагнитных и магнитных фракций сепаратора, обработанные реагентом и без реагента, также приведены в таблице 4.

Установлено, что при реагентной обработке концентратов двух драг прирост золота при доводке в ШОУ составил 3,1 % в сравнении с традиционной технологией, при этом потери металла в хвостах доводки уменьшились в среднем в 1,8 раза, в том числе потери с немагнитной фракцией снизились на 16,8 %. В магнитных материалах хвостов концентратов, обработанных реагентом, отмечено уменьшение потерь золота в 2,2 раза.

На рисунке 4 показана диаграмма изменения ситового состава золота в концентрате одной из драг с реагентом и без реагентной обработки. Из диаграммы видно, что доля мелких фракций золота (до 0,315

**Рис. 4.** Изменение крупности золота после реагентной обработки хвостов доводки концентрата одной из драг Соловьевского прииска.

мм) после реагентного воздействия увеличивается от 5 до 37,5 %, т.е. четко проявляется процесс агрегирования мелких и дисперсных фракций.

В июле–августе 2005 года опытно-промышленные испытания реагентной технологии проводились непосредственно на драге № 111. Концентрат стола СКО-7,5 с бикарбонатом натрия и реагентами загружался в смеситель и после 30 минутной активации с реагентами отправлялся на ШОУ, где его обработку проводили по традиционной технологии.

Результаты этих испытаний представлены в табл. 5.

Из таблицы результатов видно, что доля золота, полученного из отсадочного концентрата после предварительной обработки реагентом (графа 12), превышает

этот показатель (графа 11) на 4,7 % общей дражной добычи золота.

Расчеты показывают, что при годовой добыче драги, равной 100 кг, в результате предварительного воздействия на концентрат отсадки можно получить 4,7 кг дополнительного золота.

Результаты промышленной проверки технологии предварительной реагентной обработки концентрата отсадки непосредственно на драге № 111 выражены в изменении ситовой характеристики золота (табл. 6).

Из таблицы следует, что в процессе обработки концентрата реагентом происходит агрегирование мелких частиц золота путем их слипания, что резко снижает потери при доводке в ШОУ.

Таблица 5. Результаты производственных испытаний технологии предварительной обработки концентрата отсадки на драге № 111 (2005 г.).

Исходные продукты испытаний	Условия опыта	Количество извлеченного золота (в граммах)									
		опыт 1 (28.07)	опыт 2 (1.08)	опыт 3 (5.08)	опыт 4 (9.08)	опыт 5 (13.08)	опыт 6 (17.08)	опыт 7 (21.08)	опыт 8 (25.08)	б/р	с/р
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Концентрат отсадки («Груд-12»)	без реагента	650	-	-	700	-	-	640	680	2670	-
	с реагентом	-	620	1050	-	520	580	-	-	-	2770
Концентрат шлюзов (бугара)	-	1130	1100	2590	1430	790	1080	1625	2500	5685	5560
Всего:		1780	1720	3640	2130	1310	1660	2265	3180	9355	8330
отношение (в %): <u>Аи к-та с реагент</u> <u>Аи к-та шлюзов</u>		57,5	56,4	40,5	49,0	65,8	53,7	39,4	27,2	46,97	49,82
Доля в общей добыче драги (%)		36,5	36,1	28,8	32,9	39,7	3,5	28,3	21,4	28,54	33,25

Таблица 6. Ситовая характеристика золота из концентрата шлюзов и отсадки драги № 111.

№ драги, дата	Условия опыта	Класс крупности золота, мм							Всего мг / %
		+ 1,6	-1,6 + 1,0	- 1,0 +0,5	- 0,5 +0,315	- 0,315 + 0,2	- 0,2 +0,1	- 0,1	
драга № 111, 5.08.05	Концентрат шлюзов, без реагента	-	54	760	5500	2390	3	шлих	9065
		-	0,6	8,4	60,4	26,4	4,2	-	100 %
драга № 111, 5.08.05	Концентрат отсадки с реагентом	610	575	3520	6000	2510	-	-	13215
		4,6	4,4	26,6	45,4	19,0	-	-	100 %
драга № 111, 10.08.05	Концентрат шлюзов, без реагента	-	80	780	6000	1740	110	95	8805
		-	0,9	8,9	68,1	19,8	1,2	1,1	100 %
драга № 111, 10.08.05	Концентрат отсадки, без реагента	-	-	140	975	400	2900	540	4955
		-	-	2,8	19,7	8,1	58,5	10,9	100 %
драга № 111, 13.08.05	Концентрат шлюзов, без реагента	-	-	80	703	162	51	136	1132
		-	-	7,0	62,1	14,3	4,6	12,0	100 %
драга № 111, 13.08.05	Концентрат отсадки с реагентом	-	-	43	286	50	3	-	382
		-	-	11,3	74,8	13,1	0,8	-	100 %

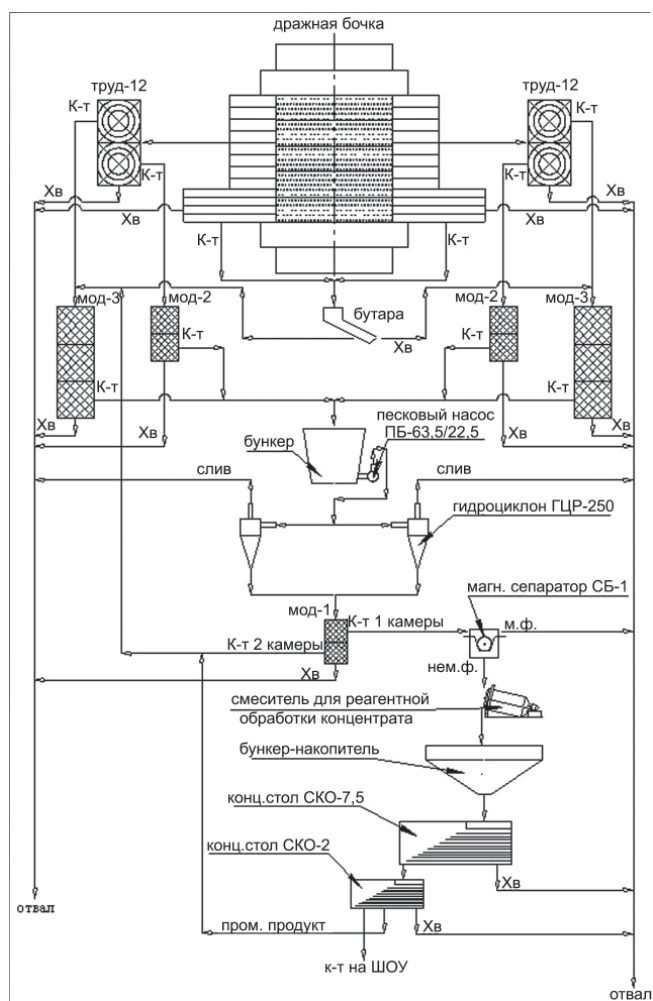


Рис. 5. Схема цепи аппаратов драги №111, дополненная оборудованием для реагентной обработки концентрата.

В связи с полученными результатами, лабораторией проблем освоения россыпных месторождений предлагается дополнить схему обогащения драги оборудованием для предварительной обработки зо-

лотосодержащего концентрата реагентами. Такая схема показана на рис.5.

Предложенные реагенты являются экологически чистыми и относительно дешевыми, что позволяет широко применять их при доводочных операциях. Расход химреагентов – 50 г на 1 т концентрата. Затраты на 1 т – 0,2 тыс. руб., в том числе реагента – 0,08 руб.

Энергоемкость процесса не превышает 2 кВт.-ч./на 1 тонну концентрата. Расчеты показывают, что затраты на предварительную обработку окупаются при обработке 100 кг золотосодержащего концентрата драги или промывочного прибора.

ВЫВОДЫ

Установлены закономерности изменения параметров процесса реагентной технологии обработки концентратов драг и промывочных приборов в зависимости от содержания тяжелых шлихов. Определены рациональные дозировки и разработана схема цепи аппаратов оборудования ШОУ с предварительной реагентной обработкой концентратов драг и промывочных приборов. Обработка дражных концентратов химическими реагентами повышает извлечение золота до 5 % за счет изменения свойств его поверхности и снижения потерь с магнитными хвостами доводки. Предложены рекомендации по совершенствованию технологии обогащения на драге с целью повышения извлечения мелкого и тонкого золота.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беневольский Б.И., Шевцов Т.П. О потенциале техногенных россыпей золота Российской Федерации // Минеральные ресурсы России. 2000. № 1. С. 14–18.
2. Литвинцев В.С., Мамаев Ю.А. и др. Исследования содержания и гранулометрии тонкодисперсных образований погребенной россыпи Приамурья // Обогащение руд. 2005. № 1. С. 20–23.

Поступила в редакцию 7 марта 2006 г.

Рекомендована к печати Ю.А. Мамаевым

V.S. Alekseev

The investigation of the processes of “rebellious” gold extraction by physical-and-chemical action

The method of concentrate pretreatment by chemical reagents based on halogenides is proposed for effective extraction of fine and thin gold. Rational dosages were defined, and a scheme of the chain of the SHOW equipment devices was developed together with reagent pretreatment of concentrates of dredges and flushing devices.

Key words: gold, placers, extraction technology, chemical reagents.

**АКСИНИТ ДАЛЬНЕГОРСКОГО БОРОСИЛИКАТНОГО И ЮЖНОГО
ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПРИМОРЬЯ: МИНЕРАЛЬНЫЕ
АССОЦИАЦИИ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ**

О.А. Карась¹, В.А. Пахомова¹, Б.Л. Залищак¹, М.А. Ушкова¹, Н.С.Карманов²

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

²Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

В работе приведены результаты исследований минеральных парагенезисов аксинита Дальнегорской группы месторождений, а также определены физико-химические параметры минералообразования методами изучения минеральных и флюидных включений в крупных кристаллах.

Термобарогеохимическими исследованиями установлено: флюидные включения в аксините содержат растворы CaCl_2 низкой концентрации (21,5 %), температура гомогенизации первичных включений составляет 520 °С, что соответствует температуре начала кристаллизации аксинита; образование друз аксинита в полостях позволяет сделать предположение о невысоких давлениях в период минералообразования.

Ключевые слова: боросиликатное месторождение, борные минералы, аксинит, термобарогеохимия, Приморье.

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА
МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Впервые при разведке полиметаллических месторождений Дальнегорского района в 1944 г. заинтересовались борной минерализацией геологи Н.В. Анфилов и О.А. Гвоздицкий. Ознакомившись с образцами найденной борной руды, академик С.С. Смирнов обосновал необходимость их промышленной оценки. Отряд ГНИИГХС под руководством В.В. Мельницкого подтвердил наличие больших скоплений борных руд, и в 1952 г. ГКЗ были утверждены первые запасы руд. Так было открыто крупнейшее Дальнегорское борное месторождение.

Борные минералы на Дальнегорском боросиликатном месторождении традиционно рассматриваются как руда на бор. С точки зрения геммологии и коллекционирования интерес представляют: данбурит, датолит, аксинит, образующие крупные (до 10 см) кристаллы и их друзы (рис. 1). Аксинит развит в скарнах на контакте известняков и песчаников; совместно с другими боросиликатами он составляет две залежи (Аксинитовую и Водораздельную).

Дальнегорское скарновое боросиликатное месторождение (рис. 2) приурочено к крупной, вытяну-



Рис. 1. Друза кристаллов аксинита, Дальнегорское боросиликатное месторождение. Натуральная величина.

той в северо-восточном направлении на 3,5 км олистоплаке известняков, залегающей среди осадочного меланжа олистостромовой толщи, перекрытой покровом кремнисто-терригенных пород горбушинской серии. Мощность олистоплаки превышает 600 м. Олистостром, известняки и кремнисто-терригенные породы залегают субвертикально, слагая юго-восточ-

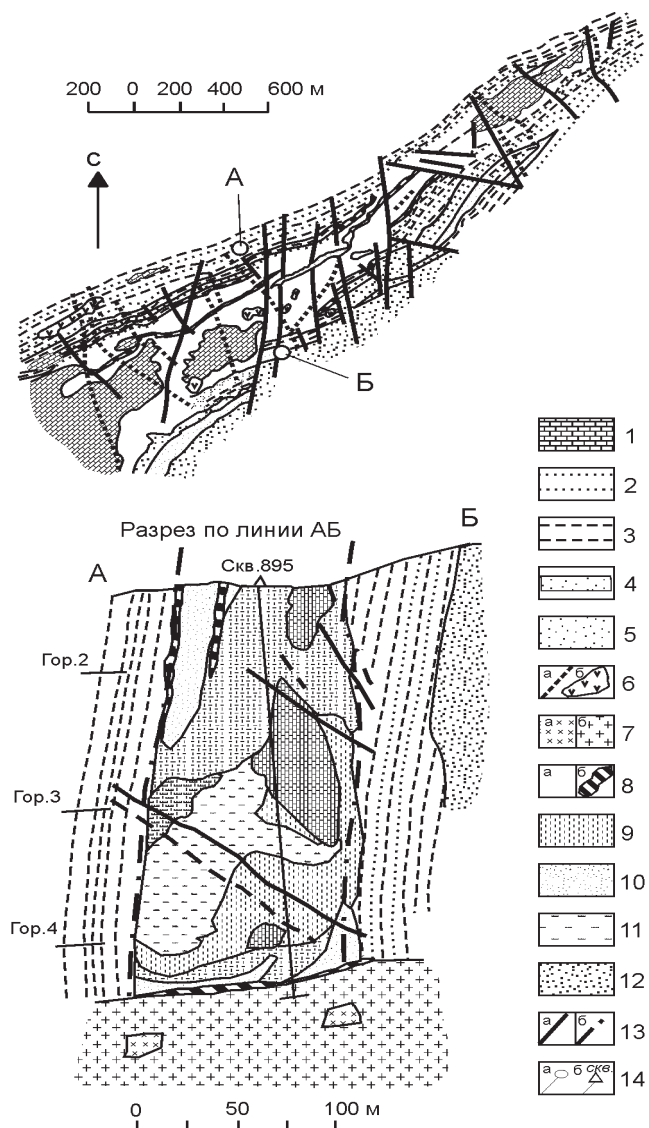


Рис. 2. Схема геологического строения и разрез скарново-рудной залежи Дальнегорского боросиликатного месторождения (по В.М. Щербинину и Н.А. Носенко с дополнениями).

1 – известняки триаса, слагающие олистоплаку и олистолиты; 2–4 – терригенные нижнемеловые породы олисто-стромовой толщи: 2 – песчаники, 3 – алевриты, 4 – полимиктовые брекчии; 5 – триас-юрские кремнистые породы горбушинской серии; 6 – дайки (а) и интрузивы (б) габбро-диабазовых и диабазовых порфиритов и др.; 7 – диориты, кварцевые диориты, гранодиориты первой (а) и граниты второй (б) фазы Дальнегорского интрузива; 8 – скарны: по карбонатным (а) и алюмосиликатным (б) породам; 9 – пироксен; 10 – гранат; 11 – волластонит; 12 – датолит; 13 – разломы (а), границы метасоматических зон (б); 14 – линия разреза (а) и скважины (б).

ное крыло Центральной антиформы, выделенной Ю.П. Юшмановым [12]. Линзовидный скарново-рудный массив имеет в целом сложное внутреннее строение, обусловленное наличием блоков незамещенных пород, тектонических нарушений, даек габбро-диабазовых, диабазовых порфиритов. Под скарновой залежью на глубине 1100–1400 м скважинами выявлены биотит-роговообманковые гранитоиды дальнегорского комплекса. Скарны (геденбергитовые, гранатовые, волластонитовые и др.) развиты по известнякам и алюмосиликатным породам и преимущественно сосредоточены в надинтрузивной зоне этого многофазного гранитоидного массива.

Основной объем скарнов сложен волластонитом, гранатом, пироксеном, кварцем, кальцитом, датолитом, данбурином, аксинитом; в меньшем количестве встречаются эпидот, хлорит, серицит, альбит, актинолит, флюорит, апофиллит, стильпномелан, сидерит, манганокальцит, ильваит, гематит, гизенгрит, сульфиды железа, свинца, цинка, меди, кобальта, мышьяка, отмечаются также самородные висмут и сурьма.

Выделяется три типа боросодержащих руд: 1) датолитовые (залежи Главная, Малая); 2) данбури-датолитовые (залежь Левобережная, рудное тело Скрытое); 3) аксинит-датолитовые (залежи Аксинитовая, Водораздельная). Установлено, что с глубиной степень рудоносности убывает в результате увеличения количества и размеров участков безрудных скарнов и останцов незамещенных пород [17].

Боросиликатные руды имеют средне- и крупнозернистую структуру. Для них типичны массивные, пятнистые, полосчатые, брекчиевые текстуры. Особый интерес вызывают концентрически-зональные агрегаты, сложенные ритмично-переслаивающимися полосами волластонита, пироксена, граната, датолита и других минералов.

Датолит присутствует в пределах скарновой залежи и вне скарнов не обнаружен. Линзы известняка, встречающиеся среди скарнов, не содержат датолитовой минерализации. Датолит – главный боросиликатный минерал месторождения, распространен на верхних горизонтах залежи, где он образует мономинеральные линзы и гнезда. На глубоких интервалах разреза (от 700 м до 1100 м) он присутствует в тонкополосчатых агрегатах, состоящих из бледно-зеленого датолита, пироксена, реже волластонита. Датолит находится в виде отдельных полос и гнезд в скарнах, образуя зернистые агрегаты с размером зерен от долей миллиметров до 2–5 см. Цвет минерала бледно-зеленый, белый или

диоритов. На площади месторождения известно около десятка рудных жил и минерализованных зон, основная часть которых залегает в роговиках. Рудные тела содержат серебро-свинцово-цинковое оруденение и отличаются повышенной оловоносностью и золотоносностью. Они сложены кварц-карбонатно-сульфидными рудами, текстурные особенности которых во многих случаях свидетельствуют о способе образования путем выполнения полостей трещин [2].

Аксинит на Южном месторождении представлен мономинеральными прожилками, агрегатами и отдельными зернами в составе кварц-аксинитовых и аксинит-кальцит-кварцевых жил (рис. 4, 5, 6), создавая в последнем случае полосчатую текстуру породы и ярко выраженную зональность. Околожильные гидротермально измененные породы на месторождении сложены, главным образом, алюмосиликатами – аксинитом, гранатом, калиевым полевым шпатом, амфиболом, биотитом, лимонитом, хлоритом, турмалином, датолитом, серицитом и кварцем. Незначительные размеры кристаллов аксинита и отсутствие в них надежных первичных флюидных включений не позволили применить для их исследований термобарогеохимические методы.

Петрографическими исследованиями установлены четкие взаимоотношения аксинита с другими минералами (гранатом, кварцем) в метасоматитах Южного месторождения [14]. Результатом проведенных нами исследований явилось подразделение этих ассоциаций на две группы: 1) возникшие при осаждении безводных марганцевых силикатов; 2) образовавшиеся при отложении кварц-карбонатно-сульфидных руд.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Отбору образцов аксинита для термобарогеохимического исследования предшествовало их визуально-оптическое наблюдение под биноклем, затем из всей совокупности были выделены аксиниты, содержащие включения. Включения изучались под микроскопом в плоскопараллельных пластинах и полистироловых шашках при различном увеличении, определялись их тип, форма, размеры, количество и закономерности распределения [7–10]. Шашки подвергались полировке с целью выведения на поверхность микрообъектов для анализа. Исследования состава аксинита и сингенетичных минеральных включений проводились на сканирующем электронном микроскопе LEO 1430 VP, оборудованном аналитической приставкой – энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 300 (ГИН СО РАН).

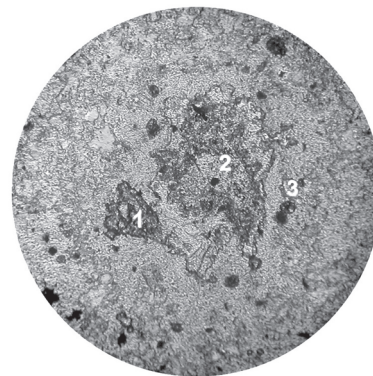


Рис. 4. Взаимоотношения аксинита с ассоциирующими минералами.

Кварц-хлоритовая микроструктурная зона, с примесью аксинита, кальцита, сфена, граната, сульфидов (1 – сфен; 2 – аксинит; 3 – хлорит; вмещающая порода – алевролит). Ув.×15.

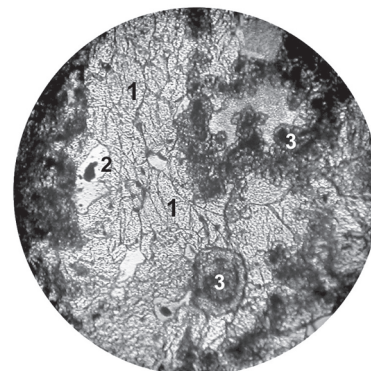


Рис. 5. Взаимоотношения аксинита с ассоциирующими минералами.

Зона гранатового метасоматита, рассеянная субпараллельными прожилками (мощностью 1–5 мм) с аксинитом. (1 – аксинит, 2 – кварц, 3 – гранат). Ув.×15.

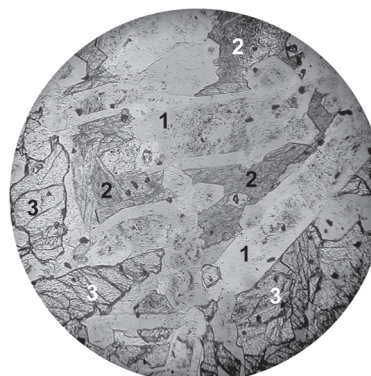


Рис. 6. Взаимоотношения аксинита с ассоциирующими минералами.

Ассоциация кварца (1), аксинита (3) и кальцита (2). Ув.×15.

Изучение включений для определения их генетического типа и фазового состава проводилось под микроскопом при 100–1000-кратном увеличении в специально изготовленных пластинах. Для термометрических опытов были выбраны только нормальные первичные включения, т.е. первичные по способу расположения в кристалле, не расшнурованные, захваченные из гомогенной среды.

После визуального изучения включения подвергались микрометрическим исследованиям, основанным на определении температур фазовых переходов. Для нагрева флюидных включений использовалась термокамера конструкции М.Н. Кандинова (ВИМС) с хромель-алюмелевой термопарой (погрешность измерений в интервале 50–450 °C не более ± 5 °C). Криометрические исследования проводились в диапазоне температур от +25 до -110°C (точность ± 0.2 °C) с помощью криокамеры, медь-константановая термопара которой откалибрована по точкам плавления химически чистых солей и тройной точке CO₂ во включениях известного состава.

Для диагностики кристаллов, выпадающих из раствора при замораживании включений, привлекались данные из [1, 5 и др.], оценка концентрации растворов проводилась с использованием диаграмм из работ [3, 10, 11, 13, 16].

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Формулой аксинита, основанной на постоянстве его состава, обычно считается $\text{Ca}_2(\text{Fe}, \text{Mn})\text{Al}_2\text{BSi}_4\text{O}_{15}(\text{OH})$. В результате многочисленных исследований разновидностей этого минерала выяснилось, что количество извести в нем уменьшается при увеличении содержания MnO. В связи с этим усовершенствованная формула аксинита должна иметь вид $(\text{Ca Fe}^{+2}, \text{Mn})_3\text{Al}_2\text{BSi}_4\text{O}_{15}\text{OH}$. Аксинит широко распространен в контактово-метаморфических и метасоматических породах – кальцифирах, роговиках, скарнах, основных породах и гидротермальных жилах рудных месторождений, в том числе и в жилах альпийского типа.

Несмотря на большой интерес исследователей к Дальнегорской группе месторождений и существование многочисленных литературных данных по этому региону, сведения об аксините, как правило, дефицитны или фрагментарны, при том что во всем мире этот минерал считается не только сырьем для получения бора, но также редким коллекционным минералом.

Окраска кристаллов дальнегорского аксинита серая, зеленовато-серая. По системе GIA оттенки –

slyG, тон – exdk, насыщенность – gr. Минерал прозрачный или полупрозрачный. В шлифе бесцветен, иногда слегка окрашен или плеохроитует.

Аксиниты Дальнегорского боросиликатного месторождения отличаются, прежде всего, размерами – они образуют кристаллы до 3 см и, соответственно, наличием флюидных включений, размеры которых достаточны для инструментального изучения. В таких кристаллах и были обнаружены включения «гиганты» (рис. 7), информативность которых заключается в удобстве наблюдения при проведении криометрических опытов (если они аналогичны по фазовому составу мелким первичным), а также характерные для аксинита включения неправильной формы (рис. 8) и наиболее важные для термометрических исследований первичные включения, приуроченные к центральным участкам кристаллов аксинита и отвечающие всем параметрам информативной надежности (рис. 9).

При нагревании до температуры 155 °C фазовые изменения незначительны или отсутствуют, затем газовый пузырек во включении уменьшается в объеме [15]. Температура гомогенизации равна

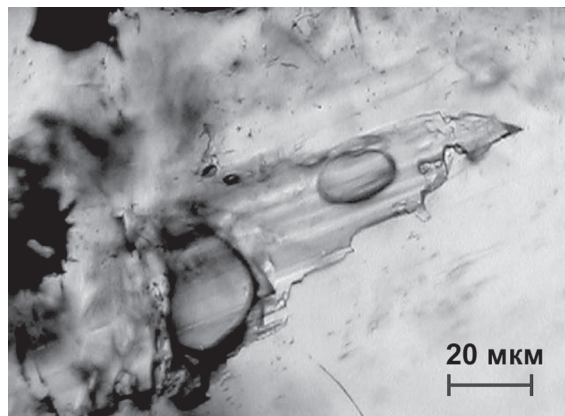


Рис. 7. Включения «гиганты».

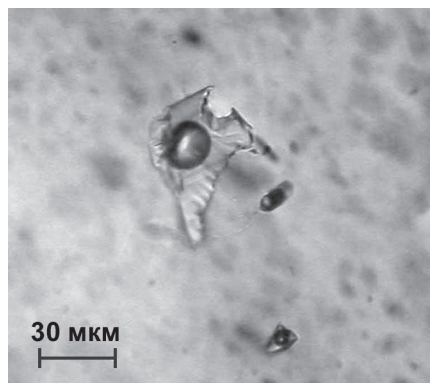


Рис. 8. Характерные для аксинита включения.

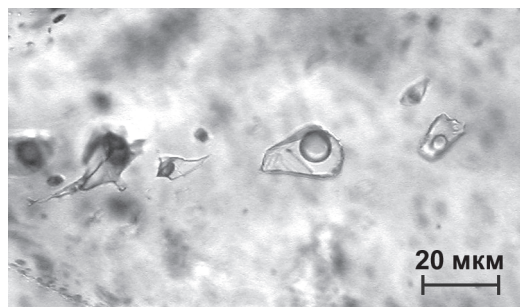


Рис. 9. Первичные включения, содержащие растворы CaCl_2 . $T_{\text{гом}} = 520^\circ\text{C}$

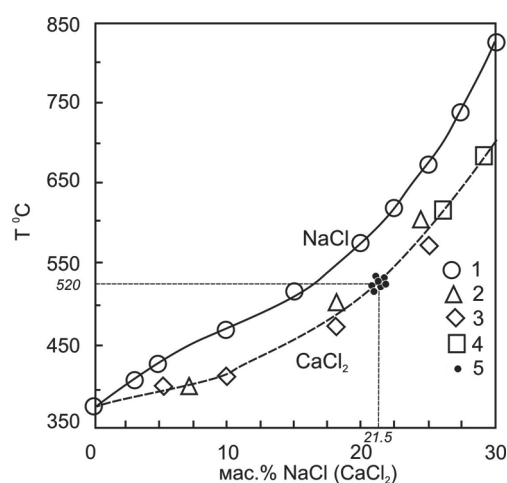


Рис. 10. Критические параметры растворов CaCl_2 (пунктир) и NaCl (сплошная линия) по данным изучения синтетических флюидных включений в кварце.

1 – данные С.Л. Кнigh, Р.Д. Боднар (1989), 2 – С.И. Ткаченко (1996), 3 – А.И. Оакес (1994), 4 – З.А. Котедьникова (2001), 5 – данная работа.

520°C . Температура плавления эвтектики раствора составляет -55°C , что соответствует системе, основная соль которой представлена CaCl_2 . Концентрация раствора определена по температуре плавления льда (от -39.2 до -38.5°C) и соответствует 21,5% экв. CaCl_2 (рис. 10). Во включениях, располагающихся в основании кристаллов аксинита, в процессе криометрических исследований выявлены вакуоли, в которых законсервированы растворы более сложного состава ($\text{CaCl}_2 + \text{NaCl} + \text{H}_2\text{O} + \text{неизвестная фаза}$) с температурой эвтектики -50°C , а также смесь ($\text{NaCl} + \text{Na}_2\text{B}_2\text{O}_5 + \text{H}_2\text{O} + \text{неизвестная фаза}$, предположительно, борат) с температурой эвтектики $-22.7 \div -23^\circ\text{C}$. Таким образом, в процессе формирования друз аксинита, вероятно, происходило изменение состава растворов, содержащих

в начальный период избыточное количество бора, а позднее – повышенные концентрации кальция.

Задача определения концентрации бора в законсервированных растворах однозначно решается пока только в бинарной системе $\text{H}_3\text{BO}_3 - \text{H}_2\text{O}$ [8] и в некоторых тройных водно-солевых системах, для которых имеются экспериментальные данные. Многокомпонентность состава природных включений, а также фрагментарность исследований условий формирования боросиликатной минерализации (за исключением работ А.Е. Лисицына, С.В. Малинко [6], посвященных гомогенизации включений в датолите и данбурите) вызывают необходимость дополнительной проверки криометрических данных с применением спектроскопии для определения концентрации бора во включениях. Поэтому проведенные исследования позволяют сделать лишь предварительные выводы.

Результаты анализа аксинита и сингенетичных минеральных включений показали, что дальнегорс-

Таблица 1. Химический состав (мас. %) аксинита Дальнегорского боросиликатного месторождения.

№ точки анализа	Al_2O_3	SiO_2	CaO	MnO	FeO^*	Сумма
1	16,19	41,88	19,83	5,6	7,3	90,8
2	16,64	41,24	19,78	6,63	6,24	90,53
3	16,62	41,59	20,08	7,1	6,07	91,46
4	16,28	42,14	19,7	6,2	6,92	91,25
5	16,48	41,26	19,9	6,91	6,08	90,63

Примечание. Анализы выполнены на сканирующем электронном микроскопе LEO 1430 VP, оборудованном аналитической приставкой – энергодисперсионным спектрометром INCA Energy ГИН СО РАН, аналитик к.г.-м.н. Карманов Н.С.; FeO^* – суммарное Fe в виде FeO .

Таблица 2. Химический состав (мас.%) аксинита и сингенетичных минеральных включений в нем Дальнегорского боросиликатного месторождения.

№ точки анализа	MgO	Al_2O_3	SiO_2	K_2O	CaO	MnO	FeO^*	Сумма
1	-	16,84	41,85	-	19,49	9,81	2,49	90,48
2	-	26,28	39,89	-	23,99	0,59	10,79	101,55
3	0,36	30,58	42,66	10,45	-	0,43	4,99	89,47
4	0,55	22,34	22,66	-	1,04	2,22	40,35	89,16
5	-	22,31	38,64	-	22,86	2,16	9,93	95,89

Примечание. Анализы выполнены на сканирующем электронном микроскопе LEO 1430 VP, оборудованном аналитической приставкой – энергодисперсионным спектрометром INCA Energy ГИН СО РАН, аналитик к.г.-м.н. Карманов Н.С.; - не обнаружено. 1 – аксинит, 2, 5 – эпидот, 3 – биотитоподобная слюда, 4 – хлорит-тюрингит; FeO^* – суммарное Fe в виде FeO .

Таблица 3. Химический состав (мас. %) аксинита и сингенетичных минеральных включений в нем Дальнегорского боросиликатного месторождения.

№ точки анализа	F	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	TiO ₂	MnO	FeO*	Сумма
1	-	17,51	41,94	19,83	-	10,18	2,38	91,83
2	-	23,74	37,62	23,86	-	0,36	10,91	96,5
3	-	23,16	37,89	23,24	-	0,84	12,48	97,62
4	-	23,92	38,4	24,16	-	0,74	11,14	98,36
5	2,57	5,09	31,07	29,36	33,77	-	0,49	102,36
6	-	23,69	38,14	23,83	-	0,49	10,74	96,9

Примечание. Анализы выполнены на сканирующем электронном микроскопе LEO 1430 VP, оборудованном аналитической приставкой – энергодисперсионным спектрометром INCA Energy ГИН СО РАН, аналитик к.г.-м.н. Карманов Н.С.; – не обнаружено. 1 – аксинит, 2–4, 6 – эпидот, 5 – сфен, возможна примесь флюорита CaF₂; FeO* – суммарное Fe в виде FeO.

кие аксиниты сопоставимы с аксинитами Центрального Казахстана и Радауталы и принадлежат к марганцевистой разновидности (табл. 1–3). Среди сингенетичных минеральных включений установлены эпидот и сфен, биотитоподная слюда, хлорит-тюрингит (табл. 2, 3).

ВЫВОДЫ

В работе рассмотрены минеральные ассоциации аксинита в метасоматитах Южного полиметаллического месторождения и определены физико-химические параметры минералообразования аксинитов Дальнегорского боросиликатного месторождения посредством изучения минеральных и флюидных включений в крупных кристаллах. Установлены мономинеральные прожилки аксинита, кварц-аксинитовые и аксинит-кальцит-кварцевые. Эти ассоциации могут быть подразделены на две группы: 1) возникшие при осаждении безводных марганцевых силикатов; 2) образовавшиеся при отложении кварц-карбонатно-сульфидных руд.

Проведенный анализ состава аксинита Дальнегорского боросиликатного месторождения показал их соответствие марганцевистой разновидности. Среди сингенетичных минеральных включений установлены эпидот и сфен, биотитоподная слюда, хлорит-тюрингит. Первичные флюидные включения в аксините содержат растворы CaCl₂ низкой (21,5 %), концентрации; температура их гомогенизации составляет 520°C.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 06-05-96138.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борисенко А.С. Анализ солевого состава растворов газво-жидких включений в минералах методом криометрии // Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. М: Недра, 1982. С. 37–47.
2. Казаченко В.Т. Петрология и минералогия гидротермальных марганцевых пород Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2002. 248 с.
3. Котельникова З.А. Синтетические и природные флюидные включения как основа моделирования режима летучих при петрогенезе: Дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М., 2001. 273 с.
4. Куршакова Л.Д. Физико-химические условия образования скарново-боросиликатных месторождений. М.: Наука, 1976. 276 с.
5. Лидин Р.А., Андреева Л.Л., Молочко В.А. Справочник по неорганической химии. Константы неорганических веществ. М: Химия, 1987. 320 с.
6. Малинко С.В., Берман И.Б., Руднев В.В. и др. Включения бороносных гидротерм в кристаллах кварца по данным (п,а) радиографии // Докл. АН СССР. 1976. Т. 228, № 4. С. 948–951.
7. Прокофьев В.Ю., Кигай И.Н. Практическая термобарогеохимия. Современные методы изучения флюидных включений в минералах. Москва, 1999. 62 с.
8. Рейф Ф.Г., Прокофьев В.Ю., Балицкий В.С. и др. Сопоставление термометрических и эмиссионно-спектрических оценок концентрации бора в искусственных и природных флюидных включениях // Труды X Международной конференции по термобарогеохимии. Александров, 2001. С. 3–17.
9. Рёддер Э. Флюидные включения в минералах. В 2-х т. Т.1. М.: Мир, 1987. 560 с.
10. Рёддер Э. Флюидные включения в минералах. В 2-х т. Т.2. М.: Мир, 1987. 632 с.
11. Ткаченко С. И. Высокотемпературные фумарольные газы: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. Черноголовка, 1996, 18 с.
12. Юшманов Ю.П., Петрищевский А.М. Тектоника, глубинное строение и металлогения прибрежной зоны Южного Сихоте-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2004. 112 с.
13. Goldstein R.N., Reunold T.I. Systematics of fluid inclusion in diagenetic minerals. Short course 31, Tulsa (Okia), SEPM, 1994.
14. Karas' O.A., Zalishchak B.L., Solyanik. V.A. Parageneses of the Yuzhnoe Axinite deposits // VII Междунар. конф. "Новые идеи в науках о Земле" S-V-S-XI М., 2005. 72 с.
15. Karas' O.A., Kemkina R.A. Conditions of axinite formation in deposits of the Dalnegorsky group according to thermometric data // Sixth International Young Scholars' Forum of the Asia-Pacific Regional Countries, Vladivostok, Russia. 2005. P. 211–212.
16. Knight C.L., Bodnar R.L. Synthetic fluid inclusions: IX. Critical PVTX properties of NaCl–H₂O solutions //

Geochimica et Cosmochimica Acta. 1989. P 3–8.

17. Vasilenko G.P. The Dalnegorsk ore district. Metallogeny of the Pacific Northwest (Russian Far East): Tectonics,

Magmatism and Metallogeny of Active Continental Margins / Eds. A.L. Khanchuk, G.A. Gonevchuk & R. Seltmann. Vladivostok, 2004. 176 p.

Поступила в редакцию 22 февраля 2006 г.

Рекомендована к печати С.М. Родионовым

O.A. Karas', V.A. Pakhomova, B.L. Zalishchak, M.A. Ushkova, N.S. Karmanov

Axinite of the Dalnegorsk borosilicate and Southern polymetallic deposits (Primorye): mineral associations and the physical-chemical setting of their formation

This paper lists the results of studies of mineral parageneses of axinite from the Dalnegorsk group of deposits. Also, physical-chemical parameters of mineral formation are examined by means of mineral and fluid inclusion study of large crystals.

Thermobarogeochemical investigations have established that fluid inclusions in axinite contain low-concentration (21.5%) CaCl_2 solutions, and the temperature of primary inclusions homogenization is 520°C, which corresponds to that of the outset of axinite crystallization. Axinite druse formation in vesicles suggests low pressures during mineral formation.

Key words: borosilicate deposit, boric minerals, axinite, thermobarogeochemistry, Primorye.

ОСВОЕНИЕ ГЛУБОКОЗАЛЕГАЮЩИХ РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХАБАРОВСКОГО КРАЯ НА ОСНОВЕ ЭНЕРГОСБЕРЕГАЮЩИХ ТЕХНОЛОГИЙ

И.А. Краденых

Институт горного дела ДВО РАН, г. Хабаровск

Выполнено научное обоснование, анализ и технолого-экономическая оценка способов освоения глубоких россыпных месторождений различных геолого-промышленных типов Хабаровского края. При этом использован и усовершенствован современный энергетический принцип оценки технологических процессов. Выведенные зависимости позволяют прогнозировать рентабельность освоения ресурсов россыпного золота глубоких россыпей, совершенствовать технологии и технологические процессы с учетом рисков в горном производстве.

Ключевые слова: золото, россыпные месторождения, глубокие россыпи, технология, Хабаровский край.

Золотодобывающая промышленность России традиционно занимает важное место в экономике и является одной из базовых отраслей, формирующих промышленный потенциал страны.

В настоящее время наиболее значительная часть запасов россыпных месторождений золота на территории Дальнего Востока сосредоточена в недрах глубокозалегающих и древних погребенных россыпей. Прогнозные ресурсы золота данных россыпей в Хабаровском крае оцениваются в 285 тонн, из них 198 т (70 %) размещены в центральной и южной зонах края, наиболее благоприятных по горно-геологическим условиям (отсутствие мерзлоты, близость к освоенным территориям и т.д.).

Степень освоения глубокозалегающих россыпей недостаточна, однако интерес к ним дальневосточных недропользователей довольно высок. Разнообразие условий залегания россыпей и вещественных характеристик пород и ценных компонентов предопределяют применение способов их разработки, резко отличающихся от традиционных технологий при освоении мелкозалегающих россыпных месторождений.

Характерным для большинства глубокозалегающих месторождений является высокая трудоемкость их разработки. Сложность горных работ заключается в необходимости переработки значительных объемов горной массы и решения вопроса дезинтеграции глинистых песков и извлечения золота, как правило, мелких классов.

Россыпные месторождения золота характеризуются многообразием природно-географических и горно-геологических условий разработки. Для оценки технико-экономических показателей их освоения необходимы данные о промышленных запасах и мощности песков и торфов, гранулометрическом составе продуктивной горной массы, содержании в ней глинистых фракций и ряде других. Оценка и сравнение эффективности освоения месторождений по большому числу показателей затруднительна. В качестве интегрального показателя, характеризующего эффективность разработки месторождения, в зависимости от условий его залегания и строения, принята величина удельного расхода топлива.

Учитывая перспективность прироста запасов и освоения россыпей глубокого залегания, нами на основе расчетных методов, хронометражных наблюдений и фактических показателей отработки объектов старательской добычи выполнен технико-экономический анализ применяемых технологических процессов и дана оценка их энергоемкости.

Для сравнительных расчетов за базовые россыпные месторождения приняты мелкозалегающие россыпи р.р. Таймень и Белая, расположенные в промежуточной климатической зоне Хабаровского края с очаговой многолетней и сезонной мерзлотой.

Технологические, энергетические и экономические данные разработки россыпей р.р. Таймень и Белая сравнивались с показателями освоения глубоких россыпей, расположенных в различных климати-

ческих условиях: россыпи р.р. Курун-Урях, Гайфон (с/а “Прибрежная”) и руч. Н.Соболиный, Ольгин (ОАО “ДВ-ресурсы”).

Охарактеризуем горно-геологические особенности этих месторождений и применяемые технологии.

Россыпи р.р. Таймень и Белая расположены на территории Аяно-Майского района Хабаровского края и являются мелкозалегающими, простого строения, с хорошей промывистостью песков, содержащих среднее и крупное золото. Применяемый способ разработки – традиционный бульдозерно-гидравлический. Вскрыша торфов и рыхление мерзлых пород осуществляются, в основном, мощными бульдозерами Д-355, а подача песков на промывку и удаление хвостов – бульдозерами Т-130 и Т-170. Продолжительность промывочного сезона 130 суток.

Россыпь р. Курун-Урях по генезису и геоморфологическим особенностям относится к аллювиальным и приурочена к пойменной части долины и террасам первого-второго порядка. На месторождении из-за сложных горно-геологических условий производится частичная вскрыша торфов по транспортной схеме автосамосвалами КраЗ с применением погрузчиков L-34, а также вскрыша торфов бульдозером с пропуском горной массы через промприбор. Разработка песков производится веерным способом бульдозерами Т-170 и, частично, бульдозерами Т-500 с проходкой опережающих дренажных канав.

Глубокозалегающая россыпь р. Гайфон приурочена к долине одноименного ручья. Добычные работы ведутся открытым раздельным способом с применением мощных землесосных установок австралийской фирмы “Warman” – 18/16. Обогащение песков осуществляется с использованием промывочных приборов ПГШ-II-50 со шлюзами глубокого и мелкого наполнения, суточная производительность прибора – до 3500 м³/сутки.

Погребенная россыпь руч. Нижний Соболиный.

Основным способом отработки россыпи руч. Соболиный является раздельный бульдозерно-гидравлический способ с транспортировкой песков и

части торфов автомобильным транспортом. Промывка песков осуществляется на промывочном приборе ПГШ-II-50 со встроенными шлюзами мелкого наполнения (ШМН).

Россыпь руч. Ольгин – погребенная, глубокозалегающая, аллювиальная. Учитывая суровые природно-климатические и сложные горно-геологические условия месторождения, отработка промышленных запасов производится комбинированным экскаваторно-автотранспортным и бульдозерным способами: вскрыша – бульдозерами до 12 метров и экскаваторно-автотранспортным способом (ниже 12 метров) с внешним отвалообразованием на оба борта россыпи. Доставка песков на промывочный прибор ПГШ-II-50 также осуществляется автотранспортом с расстоянием транспортировки по выездной траншее до 600 м.

Технологическая схема разрабатываемой россыпи руч. Ольгин показана на рисунке 1.

Режим работы – сезонный, двухсменный, количество рабочих дней в году – 230, промывочный сезон – 160 суток.

На рисунке 2 обозначены удельные веса видов горных работ. Из диаграммы видно, что в трех рассматриваемых месторождениях (р. Таймень, руч. Соболиный, руч. Ольгин) вскрыша торфов занимает от 50 и более процентов общего объема. Увеличение данных работ влияет на такие технико-экономические показатели, как расход топлива и себестоимость добычи золота.

Показатель удельной энергоемкости сочетает в себе натуральное и экономическое (стоимостное) содержание. Важной особенностью этого критерия оптимизации является его однозначная связь со стоимостными затратами. Минимум себестоимости соответствует минимуму затрат. Это делает энергетический критерий особенно удобным для использования в решении задач контроля эффективности процессов, их оптимизации, управления и планирования. На основании анализа расчетных значений технико-экономических показателей установлена зависимость:

$$C_d = f(\varepsilon),$$

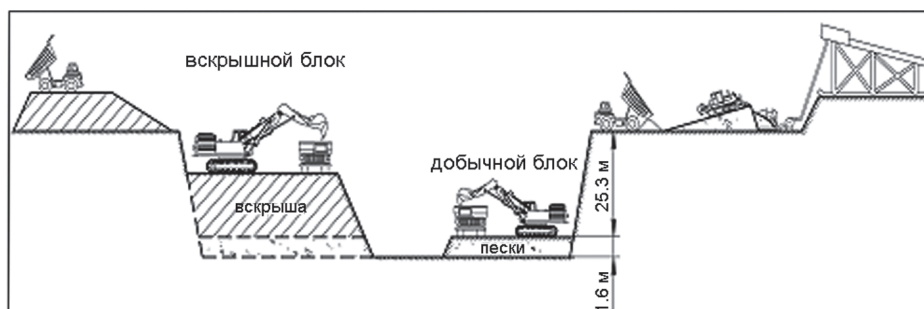


Рис. 1. Схема экскаваторно-транспортной технологии разработки россыпи руч. Ольгин с промывкой песков на ПГШ-II-50.

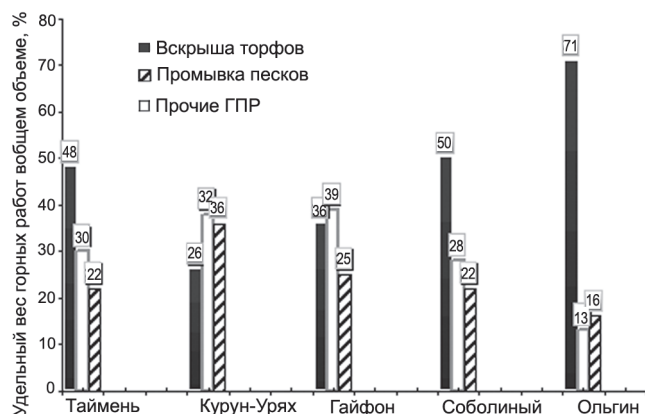


Рис. 2. Удельный вес видов горных работ.

где C_d – себестоимость добычи золота, руб./г; Ξ – удельный расход топлива на добычу 1 грамма металла, кг/г.

При оценке вариантов технологий расход топлива для принятого оборудования рассчитывали, используя нормативные материалы [3], а затраты времени T_i на выполнение соответствующего вида работ для полной отработки месторождения рассчитывали по формуле:

$$T_i = V_i / Q_i,$$

где V_i – объем i -го вида работ; Q_i – часовая производительность машин на i -ом виде работ.

В расчетах учитывались такие параметры, как размеры месторождения, мощности вскрышных пород и песков. Производительность горного оборудования принимали, используя нормы выработки [4] с учетом расстояний перемещения пород.

В таблице 1 представлены исходные данные для расчета энергозатрат на отработку рассматриваемых месторождений.

Горно-подготовительные работы связаны с подготовкой территории земельного отвода, планировкой поверхности, проходкой нагорной и водоотводной канав, сооружением водоотстойника, временных дорог и трасс. Рекультивационные работы направлены на восстановление нарушенных земель. Они включают планировку нарушенной поверхности горного отвода, уборку отвалов с бортов в разрез, засыпку канав и нанесение на выровненную поверхность плодородного слоя.

Основные технологические показатели разработки глубокозалегающих месторождений Хабаровского края представлены в таблицах 1, 2.

Для расчета себестоимости добычи на выбранных золотороссыпных объектах вычислялись промышленные запасы, устанавливалась продолжительность промывочного сезона и годовая производительность оборудования. Исходя из установленного количества оборудования, определялся расход топлива, стоимость вспомогательных материалов, амортизации, устанавливалась численность работающих и фонд оплаты труда с начислениями на социальное страхование. В соответствии с действующей налоговой системой были рассчитаны налоги и платежи. Результаты представлены в таблице 3.

Линейный вид зависимости себестоимости добычи золота от удельного расхода топлива (рис 3.) подтверждает правомерность принятого критерия оценки рентабельности разработки россыпных месторождений.

Таблица 1. Исходные данные по переделам горных работ на разработке сравниваемых россыпей.

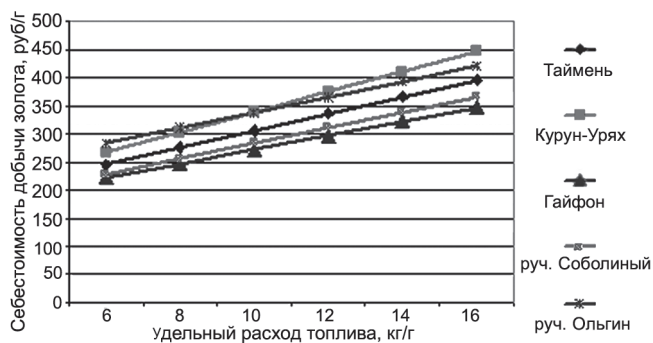
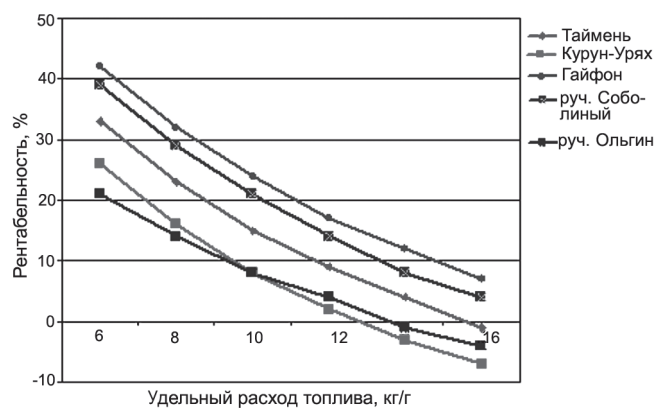
Наименование переделов горных работ	Единицы измерения	Наименование россыпных месторождений					
		Мелкозалегающая россыпь (аналог)	Глубокозалегающие и погребенные россыпи				Итого
		р.р. Таймень, Белая	р. Курун-Урях	р. Гайфон	руч. Н. Соболиный	руч. Ольгин	
Вскрыша торфов	тыс. м ³	847,0	816,0	604,0	680,0	1920,5	–
Промывка песков	тыс. м ³	338,0	608,0	356,0	104,0	126,0	1194,0
Мощность торфов	м	4,4	23,0	18,0	17,1	25,3	–
Мощность пласта	м	1,0	4,0	1,5	2,3	1,6	–
Доставка песков	тыс. м ³	–	98,0	–	94,0	70,0	–
Окучивание песков	тыс. м ³	–	42,0	51,0	94,0	70,0	–
Уборка хвостов	тыс. м ³	195,5	415,0	253,0	75,0	86,0	829,0
Прочие ГПР	тыс. м ³	107,0	84,0	128,0	21,0	57,5	290,5
Мехрыхление	тыс. м ³	277,0	635,0	195,0	153,5	103,0	1086,5
Рекультивация	тыс. м ³	–	248,0	90,0	125,0	213,0	676,0
Очистка площади от леса	га	2,9	150,0	23,0	–	68,9	–
Всего по месторождению	тыс.м³	1767,4	3096,0	1700,0	1346,4	2714,9	–

Таблица 2. Основные технологические показатели разработки глубокозалегающих месторождений россыпного золота Хабаровского края.

Наименование показателей	Единицы измерения	Наименование россыпных месторождений					
		Мелкозалегающая россыпь (аналог)	Глубокозалегающие и погребенные россыпи				
			р. Таймень, Белая	р. Курун-Урях	р. Гайфон	руч. Н.Соболиный	руч. Ольгин
Добыча металла	%	100	138	130	163	175	–
Среднее содержание золота	%	100	156	124	533	470	–
Затраты машинного времени	маш.ч	42965	76635	51550	73567	124668	369385
Общий расход топлива	тонн	1543,3	2026,0	1966,2	2423,4	2110,9	8526,5
Расход топлива на 1 м ³ промывки песков	кг/м ³	4,56	6,75	5,52	23,30	16,75	–
Удельная энергоемкость промывки 1 м ³	кВт·ч	18,2	27,0	22,1	93,2	67,0	–
Удельный расход топлива на 1 г золота	кг/г	8,16	7,7	8,0	7,82	6,4	–
Удельная энергоемкость добычи 1 г золота	кВт·ч	32,6	30,8	32,0	31,4	25,6	–

Таблица 3. Расчетные финансовые показатели разработки мелко - и глубокозалегающих россыпных месторождений.

Наименование затрат и показателей	Единицы измерения	Мелкозалегающие россыпи	Глубокие россыпные месторождения			
		р.Таймень, Белая	р. Курун-Урях	руч.Гайфон	руч. Соболиный	руч. Ольгин
Полная себестоимость	%	100	148	115,5	149	181
Товарная продукция	%	100	138	130	163	175
Налоговые отчисления	%	100	112,6	166	199	159
Чистая прибыль	%	100	112,6	166	199	159
Рентабельность	%	22	17	32	30	20

**Рис. 3.** График зависимости себестоимости золота от удельного расхода топлива на его добычу.**Рис. 4.** График зависимости уровня рентабельности от удельного расхода топлива.

Отработка россыпных месторождений с уровнем рентабельности от 10 процентов и ниже считается неэффективной. Диаграмма, представленная на рисунке 4, позволяет определить предельно допустимый показатель удельного расхода топлива, при котором будет обеспечен достаточный процент рентабельности. Так, например, рентабельность будет достаточной (выше 10 %) во всех рассматриваемых вариантах при расходе топлива не более 8 кг/г.

Превышение удельного расхода топлива на два килограмма сделает освоение месторождений руч. Ольгин и р. Курун-Урях нерентабельным, а расход топлива около 12 кг/г будет убыточен для всех рассматриваемых россыпей, кроме р. Гайфон. Таким образом, расчет показателя удельного расхода топлива позволяет прогнозировать эффективность применения технологий освоения россыпных месторождений.

Из анализа приведенных результатов следует, что показатели рентабельности разработки глубокозалегающих россыпных месторождений (от 17 до 32 %) не уступают уровню эффективности разработки мелкозалегающих россыпей – аналогов р.р. Таймень и Белая (22 %).

Однако удельный расход топлива на вскрышу и промывку песков глубоких россыпей превышает аналоговые показатели. Из таблицы 2 и 3 видно, что общий расход топлива на освоении глубоких россыпных месторождений составил 8526,5 тонн, при этом промыто 1194 тыс. м³ песков, т.е. на 1 м³ приходится 7,14 кг/м³, в то же время, для мелкозалегающей россыпи удельная энергоемкость составила 4,56 кг/м³, то есть в полтора раза ниже.

Причина высокой энергоемкости отработки глубокозалегающих россыпей заключается, во-первых, в высоком коэффициенте вскрыши (от 6 до 15,8) глубокозалегающих объектов и, во-вторых, в большом количестве применяемого горного оборудования.

В то же время, из данных таблицы 3 следует, что удельная энергоемкость добычи 1 грамма золота (в кВт·ч) сравниваемых месторождений различаются незначительно – от 25,6 до 32,6 кВт·ч., причем наи-

меньшее значение – на разработке глубокой россыпи руч. Ольгин.

Таким образом, рентабельная разработка глубоких россыпных месторождений основана на высоком среднем содержании ценного компонента, что обеспечивает значительный уровень добычи металла и окупаемость затрат. Наибольшая рентабельность разработки россыпи р. Гайфон (32 %) объясняется использованием высокопроизводительного землесосного оборудования и мощной землеройной техники, а также минимальным объемом механического рыхления.

ВЫВОДЫ

1. Глубокозалегающие россыпные месторождения Хабаровского края представлены в основном продуктивными пластами, залегающими на глубине до 50 м, с высоким содержанием глины (до 50 %), мелкого и тонкого золота (до 40 %) и значительной обводненностью запасов, чем обусловлена необходимость разработки нетрадиционных технологий для их освоения.

2. Единый подход на основе показателя удельной энергоемкости позволяет оценить эффективность освоения россыпей и провести анализ существующих технологических схем с целью определения перспективного направления разработки россыпных месторождений.

3. Обоснованы факторы, влияющие на эффективное применение ресурсосберегающих технологий при разработке глубокозалегающих россыпей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Тангаев И.А. Энергоемкость процессов добычи и переработки полезных ископаемых. М.: Недра, 1986. С. 133–138.
2. Косолапов А.И., Михайлов А.Г., Зубарев В.В. Оценка относительной трудности разработки россыпных месторождений золота // Открытые горные работы. 2001. №1. С. 26–29.
3. Сборник норм расхода материальных ресурсов. Магадан: МЦМ СССР, 1983. 488 с.
4. Единые нормы выработки на разработку россыпных месторождений открытым способом. Магадан, 1991. 198 с.

Поступила в редакцию 7 марта 2006 г.

Рекомендована к печати В.Ю. Мамаевым

I.A. Kradenykh

Exploration of deep placer deposits of the Khabarovsk Territory based on energy-saving technologies

The grounds for, the analysis and feasibility of the ways of exploration of deep placer deposits of different geological-commercial types in the Khabarovsk Territory are offered. The modern energy principle of assessment of technological processes was used and modified. The derived dependencies allow prediction of profitability of deep gold placer resources and technological development, mining risks considered.

Key words: gold, placer deposits, deep placers, technology, Khabarovsk Territory.

ВЛИЯНИЕ КРУПНЫХ ПРИТОКОВ НА СОДЕРЖАНИЕ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ В ВОДЕ И ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ РЕКИ АМУР

Л.М. Кондратьева¹, В.С. Канцыбер¹, В.Е. Зазулина², Л.С. Боковенко²

¹*Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, г. Хабаровск*

²*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*

Представлены результаты исследования содержания тяжелых металлов в воде и донных отложениях (ДО) р. Амур на участках, подверженных влиянию стока крупных притоков: двух левобережных – Зеи и Буреи, водосборы которых расположены на российской территории, и правобережного – Сунгари, находящегося в пределах густонаселенного района КНР. Со стоком рек Бурей и Зея в амурские воды поступали главным образом Fe, Zn, Cu и Pb. В зоне максимального влияния р. Сунгари в воде возле правого берега были зарегистрированы высокие концентрации Fe, Mn, Ni и Co. В поверхностных слоях ДО, отобранных в устьевой зоне р. Буреи, встречались повышенные концентрации токсичных элементов (мг/кг): Pb – 15,5; Hg – 0,067; Cd – 0,6. Согласно проведенным исследованиям, несмотря на разнообразие токсичных элементов, поступающих со стоком р. Сунгари, уровень загрязнения ДО тяжелыми металлами в зоне ее влияния был значительно ниже, чем в донных отложениях, отобранных в устьевой зоне р. Буреи. Концентрации Cu, Pb и Cd в ДО устья р. Зеи были минимальными. Максимальное содержание Hg было отмечено в 10–15 см слое ДО (0,093 мг/кг) и влекомых наносах (0,140 мг/кг) в устье р. Буреи.

Ключевые слова: вода, донные отложения, тяжелые металлы, Амур, Сунгари, Зея, Бурей.

Отличительной чертой р. Амур является ее пограничный статус. Бассейн реки расположен на территории трех стран – России, Китая и Монголии. На участке от г. Благовещенска до г. Хабаровска в формировании качества воды и химического состава донных отложений принимают участие три крупных притока. На левобережной российской территории расположены бассейны двух рек: Зеи и Буреи, на которых построены гидроэлектростанции и созданы водохранилища. Крупнейшим правобережным притоком р. Амур является р. Сунгари, бассейн которой полностью находится на территории КНР. Рост промышленного производства в бассейне р. Сунгари, интенсивное развитие сельского хозяйства, активное освоение территории амурского правобережья способствуют поступлению в р. Амур значительных количеств биогенных элементов, органических веществ различного происхождения, включая стойкие полиароматические углеводороды, а также тяжелые металлы (ТМ).

Экологическое состояние водных экосистем можно оценить по химическому составу воды, взвешенных веществ, гидробиологическим показателям,

а также по характеру загрязнения донных отложений (ДО). ДО способны накапливать из речной воды весь комплекс химических веществ различного генезиса, поэтому их рассматривают в качестве интегрального индикатора загрязнения водных экосистем [3].

Интенсивность и специфика загрязнения любого водного объекта обусловлены многими факторами. Большое значение имеют геологические и ландшафтные особенности территории водосбора, степень антропогенного воздействия и характер природопользования. Среди токсичных веществ, загрязняющих все компоненты водных экосистем (вода, лед, донные отложения, гидробионты), особое внимание уделяется ионам тяжелых металлов. Это обусловлено высокой токсичностью ТМ для живых организмов даже в относительно низких концентрациях, их активным участием в биологических процессах, способностью к биоаккумуляции и передаче по трофическим цепям.

Имеются данные о том, что в ДО бассейна Нижнего Амура на отдельных участках аккумулируются такие ТМ, как Cr, Mn, Zn, Pb, а в ряде случаев Ni и Fe [15]. Следует отметить, что ДО р. Амур заметно обо-

гащены тяжелыми металлами в зоне влияния крупных промышленных центров (гг. Хабаровск, Амурск, Комсомольск-на-Амуре), особенно возрастает доля наиболее мобильных и токсичных фракций Hg [9].

Проведенные в Хабаровском крае исследования содержания тяжелых металлов в макрофитах, водорослях и рыбе показали, что в макрофитах активно накапливаются Co, Ni, Pb, а в водорослях – Zn, Pb, Cd. В рыбе наблюдаются повышенные концентрации тех же элементов, что и в водорослях. Высокие концентрации ТМ в гидробионтах характеризуют локальные участки загрязнения водотоков и водоемов в местах наибольшего техногенного влияния, например, в р. Амур ниже по течению от промышленных узлов и городов [5].

Устье – наиболее загрязненный участок реки, так как здесь интегрируются загрязняющие вещества, поступающие со всего бассейна. Изучение биогеохимических процессов, происходящих в устьевых участках рек, подверженных интенсивному антропогенному воздействию, можно отнести к приоритетным направлениям исследования механизмов формирования качества природных вод.

Цель данной работы заключается в выявлении роли крупных притоков Зея, Бурея и Сунгари в формировании локальных зон загрязнения воды и донных отложений реки Амур токсичными тяжелыми металлами.

Сравнительный анализ влияния стока трех крупных притоков на загрязнение р. Амур ТМ проводится впервые. Актуальность исследований обусловлена необходимостью оценки трансграничного воздействия р. Сунгари на уровень загрязнения р. Амур токсичными элементами с целью принятия адекватных мер по улучшению экологической обстановки в Приамурье, сохранению биоразнообразия, снижению риска для здоровья населения и созданию благоприятных условий для устойчивого развития Тихоокеанского региона России.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Устьевые участки дальневосточных рек характеризуются специфическими особенностями: долины рек сложены мощным слоем галечно-валунных аллювиальных отложений, и только лишь местами русла водотоков проходят в коренных породах; по мере удаления от истоков долины рек расширяются, толщина аллювиальных отложений становится мощнее, крупность наносов уменьшается. В русловом аллювии преобладают мелкие фракции. Сильное влияние на развитие устьевых участков рек оказывают процессы аккумуляции наносов, выносимых реками,

а в период летне-осенних паводков активизируются процессы эрозии дна и размывания берегов.

На Среднем Амуре, на участке г. Благовещенск–г. Хабаровск протяженностью около 1000 км в формировании качества воды принимают участие два левобережных притока (Зея и Бурея) и один правобережный приток (Сунгари). На этом участке р. Амур течет в широкой долине, в русле, обрамленном низменными и местами болотистыми берегами; русло дробится на многочисленные протоки.

Зея – одна из крупнейших рек бассейна Амура; площадь водосбора 23300 км². Зея берет начало на южных склонах Станового хребта. В верхнем течении, от истока до устья р. Селемджи, она имеет преимущественно горный характер; затем река выходит на равнину, ее долина расширяется, а русло расчленяется на многочисленные рукава. Река Зея отличается высокой водностью: средний годовой расход воды равен 1800 м³/сек, что соответствует модулю стока 7,7 л/сек·км². Многолетняя амплитуда колебания уровня воды достигает 9–10 м. В районе узла слияния для выпуклого берега характерны процессы аккумуляции, которые быстро затухают вниз по течению. Вогнутый берег на всем протяжении узла слияния характеризуется процессами размыва. Ширина устья р. Зеи в зависимости от гидрологического режима изменяется от 500 м до 1,2–1,5 км. Распределение глубин в устьевой зоне относительно равномерное (на период наблюдения в июле 2005 г в среднем от 2 до 3,5 м). Максимальные глубины отмечаются у левого берега при непосредственном выходе в Амур. Сложена устьевая зона р. Зеи преимущественно песчаными, песчано-щебнистыми и галечными отложениями, встречаются косы, осередки. Берега сложены песчаными и песчано-галечными отложениями.

Бурея – второй по величине приток Амура – берет начало на северных склонах Буреинского хребта, имеет длину 716 км и площадь водосбора около 70 000 км². Верхнее течение Буреи имеет горный характер; берега реки местами скалистые. В низовье русло р. Буреи ограничено низкими берегами, расчленяется на рукава и протоки, образуя многочисленные острова. Бурея – одна из наиболее водоносных рек Дальнего Востока; средний годовой расход воды равен 950 м³/сек, а соответствующий ему модуль стока равен 13 л/сек·км². В 2003 г. начато заполнение Бурейского водохранилища. В пределах узла слияния с Амуром отмечаются старичные образования и затоны, не имеющие течения, а также аккумуляция выносимого материала. Формируются обширные, до 200–300 м, отмели, песчаные косы, осередки. Литология русла в пределах узла слияния представлена песча-

но-щебнистыми и галечными отложениями. Ширина р. Буреи в месте впадения составляет до 500–750 м. На момент отбора проб глубина составляла в среднем до 1,2–2 м. Береговые откосы в пределах узла слияния по правому берегу представлены ступенчато-обрывистыми образованиями, частично заросшими травянистой растительностью и кустарниками. В некоторых местах откосы перекрыты дерновым горизонтом, на мелководьях отмечаются отложения иллка. Левобережье – это пологие выровненные образования, постепенно переходящие в пойменные массивы. В целом береговые откосы сложены песчано-глинистыми, песчаными и песчано-щебнистыми породами. В пределах узла слияния существует остров, характеризующийся значительной сезонной и годовой динамикой. Это свидетельствует о значительном выносе р. Буреи взвешенных наносов.

Сунгари – первый по величине правобережный приток Амура. Протяженность Сунгари 1870 км, площадь бассейна 524 000 км², пересекает Маньчжуро-Корейские горы, равнины Сунляо и Саньцзян. Средний расход воды около 2500 м³/с. Во время летнего половодья бывают катастрофические наводнения. Несет много взвешенных наносов. Река Сунгари впадает в Амур одним потоком, без разделения на рукава. В то же время, в пределах узла слияния формируется сложный островной комплекс из системы 4–5 больших и множества мелких островов. Ширина Сунгари в месте впадения в Амур в среднем составляет около 800 м. Литология русла представлена в основном песчаными, песчано-щебнистыми наносами, не имеющими определенной структуры. Береговые откосы в пределах узла слияния в значительной степени антропогенно изменены. В послевоенные годы на р. Сунгари построено водохранилище Сунхуаху с полным объемом около 10,8 км³.

Пробы воды и донных отложений в р. Амур и устьевых зонах притоков Зея, Бурея и Сунгари были отобраны в июле 2005 г. во время комплексной экспедиции, организованной Центром ООН-ХАБИТАТ программы “Север-Север” в г. Хабаровске. Для оценки влияния стока р. Сунгари на пограничном участке пробы отбирали в 4 км ниже устья на середине и в 100 м от правого и левого берегов. Карта-схема мест отбора проб представлена на рисунке 1. Пробы поверхностных и придонных вод отбирали батометром БМ-48, донные отложения – штанговым дночерпателем. Послойный отбор ДО проводили на мелководьях с помощью специального бура. Характеристика образцов ДО представлена в таблице 1.

Определение содержания ТМ проводили методом атомно-абсорбционной спектроскопии с элект-

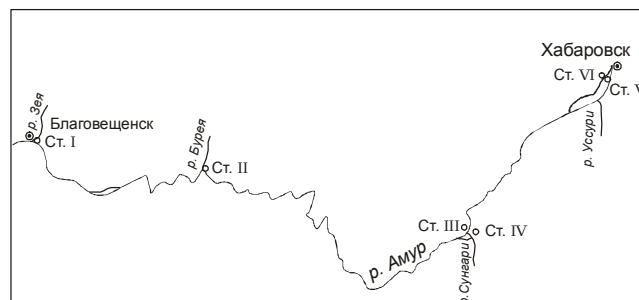


Рис. 1. Карта-схема мест отбора проб донных отложений.

Ст. I – устье р. Зея, Ст. II – устье р. Бурея, Ст. III – 4 км ниже устья р. Сунгари (левый берег), Ст. IV – 4 км ниже устья р. Сунгари (правый берег), Ст. V – 7 км выше г. Хабаровска (правый берег), Ст. VI – 7 км выше г. Хабаровска (левый берег).

ротермической атомизацией [22] на анализаторе “Hitachi Z-9000”. Содержание ртути определяли стандартным методом “холодного пара” (непламенной ААС) на приборе “Юлия-2”.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Содержание тяжелых металлов в воде

Проведенные исследования показали, что со стоком р. Сунгари в амурские воды поступают следующие тяжелые металлы: железо, медь, марганец, никель и кобальт (табл. 2). Самые высокие концентрации Ni обнаружены в поверхностных водах возле правого берега и на середине реки. Его количество сохраняется фактически на всем протяжении реки вдоль правого берега до г. Фуюань. Присутствие Ni в повышенных концентрациях обнаружено на середине реки в придонных слоях воды. Это может быть связано с оседанием взвешенных веществ, содержащих в своем составе Ni. Доминирующими элементами, поступающими с водами рек Зея и Бурея, являются Fe, Zn, Pb и Cu.

Содержание Fe в устьевых зонах левобережных притоков было в 10 раз меньше, чем в воде, распространяющейся вдоль правого берега ниже устья р. Сунгари. Следует подчеркнуть, что в устьевой зоне р. Зея была установлена максимальная концентрация Zn в воде (0,0065 мг/л). Средняя концентрация этого элемента в зоне влияния р. Сунгари в поверхностных и придонных водах составляла около 0,0022 мг/л. Однако в результате динамического перераспределения ТМ между взвесями, ДО и водной средой ниже по течению вновь происходит увеличение в воде концентрации Zn. Так, в 5 км выше г. Хабаровска максимальные концентрации Zn

Таблица 1. Расположение мест отбора проб и характеристика донных отложений.

Станция	№ пробы	Глубина отбора, см	Характеристика донных отложений	Влажность, %
I – устье р. Буреи	1	0–5	глинистый ил	32,1
	2	5–10	песок	19,8
	3	10–15	глинистый ил	35,7
	4	0–5	ил с песком	30,5
	5	5–10	ил с песком	18,1
	6	0–5	глинистый ил	48,2
	7	–	влекомые глинистые наносы	53,6
II – устье р. Зей	8	0–5	мелкий песок + детрит	34,3
	9	0–5	ил с песком	22,4
	10	0–5	ил с водорослями	21,8
III – р. Амур ниже устья р. Сунгари вблизи левого берега ---<---<---<---	11	0–5	глинистый ил с песком	22,8
	12	5–10	ил с песком	29,6
	13	–	влекомые глинистые наносы	37,2
IV – р. Амур ниже устья р. Сунгари вблизи правого берега ---<---<---<---	14	0–5	песок	18,1
	15	5–10	ил с песком	28,2
	16	–	влекомые глинистые наносы	32,7
V – р. Амур выше г. Хабаровска вблизи правого берега ---<---<---<---	17	0–5	песок	16,8
	18	5–10	ил с песком	29,7
VI – р. Амур выше г. Хабаровска вблизи левого берега ---<---<---<---	19	0–5	ил с песком	23,4
	20	5–10	ил с песком	29,2

(0,0063 мг/л и 0,0065 мг/л) отмечены в поверхностных водах возле правого берега и на середине реки. Содержание Pb в водах рек Зей и Бурея было в 3–4 раза ниже, чем в сунгарийских водах, распространяющихся вдоль правого берега. Содержание Cd в пробах воды на обследованном участке было ниже пределов обнаружения (0,0002 мг/л).

Информация о масштабах трансформации природных комплексов в бассейне р. Сунгари весьма ограничена. Однако, анализируя общую ситуацию в бассейне р. Буреи, можно представить масштабы антропогенного влияния на окружающую среду и гидросферу правобережного притока р. Амур.

Так, в бассейне р. Буреи выделяются три крупных природно-техногенных комплекса (ПТК) с наиболее значительными уровнями техногенной нагрузки (Чегдомынский, Бурейский и Талаканский) [23]. Модуль техногенной нагрузки в пределах Чегдомынского ПТК составляет 60,4 т/км² в год. На долю загрязняющих веществ, поступающих в водную среду в этом районе, приходится 6171 т. Горная промышленность в пределах Бурейского ПТК является одним

из мощных факторов преобразования природной среды. Здесь же негативную роль на состояние окружающей среды оказывают предприятия машиностроения, металлообработки, строительных материалов и деревообработки, химической и легкой промышленности, локомотивное депо, ГРЭС, отопительные котельные. Степень загрязнения поверхностных вод характеризуется от умеренно опасной до чрезвычайно опасной. Модуль техногенной нагрузки Бурейского ПТК равен 103,8 т/км² в год. Специфика влияния Талаканского инженерно-строительного ПТК на окружающую среду обусловлена строительством Бурейской ГЭС и созданием водохранилища. Условный модуль техногенной нагрузки в пределах этого ПТК составляет 330,7 т/км² в год. Антропогенные изменения природной среды в бассейне р. Буреи оказывают негативное влияние на экзогенные геологические процессы (гравитационные, криогенные, элювиальные, полигенетические и др.). Доказательством служат явления деградации почвенного покрова, состояния растительности, изменение водного баланса, теплового и водного режима почв и грунтов в преде-

Таблица 2. Содержание тяжелых металлов в поверхностных (П) и придонных (Д) водах р. Амур и в устьевых зонах крупных притоков (июль, 2005 г.).

№ пробы	Место отбора проб воды	Концентрация тяжелых металлов, мг/л									
		Fe	Zn	Cu	Cd	Pb	Mn	Ni	Co		
1	Устье р. Зеи	0,16	0,0062	0,0058	<0,0002	0,0005	<0,01	<0,001	<0,001		
2	Устье р. Буреи	0,18	0,0045	0,0038	<0,0002	0,0012	<0,01	<0,001	<0,001		
3	Середина, Д	0,25	0,0045	0,0023	<0,0002	0,0010	<0,01	<0,001	<0,001		
4	р. Амур, 100 м от правого берега, П	1,76	<0,0005	0,0018	<0,0002	0,0043	0,110	0,005	0,004		
5	4 км ниже 100 м от правого берега, Д	0,25	0,0032	0,011	<0,0002	0,0032	0,020	<0,001	<0,001		
6	устья р. Сунгари	1,05	0,0032	0,0150	<0,0002	0,0087	0,080	0,005	<0,001		
7	Середина, Д	0,17	0,0014	0,0080	<0,0002	0,0034	<0,01	<0,001	0,004		
8	100 м от левого берега, П	0,19	0,0012	<0,0006	<0,0002	<0,0002	0,020	<0,001	<0,001		
9	100 м от левого берега, Д	0,14	0,0025	0,0074	<0,0002	0,0016	0,090	<0,001	<0,001		
10	р. Амур, 100 м от левого берега, П	0,30	0,0019	0,0070	<0,0002	0,0024	<0,01	<0,001	<0,001		
11	5 км выше г. Хабаровска	0,32	0,0022	0,0170	<0,0002	0,0011	<0,01	<0,001	<0,001		
12	Середина, П	0,37	0,0065	0,0190	<0,0002	0,0020	<0,01	0,002	<0,001		
13	Середина, Д	0,45	0,0050	0,0120	<0,0002	0,0020	<0,01	0,002	<0,001		
14	100 м от правого берега, П	0,52	0,0063	0,0110	<0,0002	0,0020	<0,01	0,003	<0,001		
15	100 м от правого берега, Д	0,40	<0,0005	0,0087	<0,0002	0,0100	<0,01	0,002	<0,001		

Примечание. Жирным шрифтом выделены повышенные содержания.

лах природных ландшафтов. Около 13 % территории бассейна р. Бурея считается весьма неблагоприятной в экологическом плане. Здесь в значительной мере выражены интенсивное развитие экзогенных геологических процессов, наличие гарей, вырубок леса и участков с отработанными россыпями месторождений. В бассейне р. Буреи встречаются 165 аномалий с опасным и 43 – чрезвычайно опасным содержанием токсичных веществ. Доминирующими среди них являются Mo, Sn, Be, Pb, Ag, Cu, Cr, Zn, Ni, которые относятся по степени токсичности к I–III классам опасности. Преобладающими природными загрязнителями являются Be, Mo, Cu, Zn, Pb, реже Cr, Ni, Co, Sr. Водные массы гидросети и донные отложения загрязнены в основном этими же элементами.

Значительное количество ТМ может поступать в природные воды во время весеннего снеготаяния. Согласно проведенным в бассейне р. Буреи исследованиям, взвешенные вещества снежного покрова содержат повышенные концентрации Mn (312 мг/кг), Ba (182,2 мг/кг), Zn (116,9 мг/кг), Pb (31,5 мг/кг) и Cu (25,5 мг/кг); Co, Ni и Cd встречались лишь в отдельных пробах [17].

Анализ динамики концентраций Pb в воде р. Амур на участке от устья р. Зеи до г. Хабаровска (рис. 2) дает основание полагать, что уменьшение его концентрации в поверхностных водах связано с его миграцией в составе взвешенных веществ (ВВ), постепенным оседанием ВВ в придонные воды и дальнейшим депонированием в ДО. Известно, что ВВ вносят существенный вклад в формирование качества воды в придонных слоях и определяют динамику накопления ТМ в ДО.

В составе ВВ и ДО тяжелые металлы чаще всего связаны с глинистыми компонентами, поступающими с территории водосбора или с автохтонным органическим веществом (отмирающие гидробионты). Так, отдельные группы тяжелых металлов аккумулируются фито- и зоопланктоном – Cd, Pb, Cu, Zn. Представителями перифитона поглощается другая группа элементов – Ni, Co, Cr и Fe. Макрофиты в большей степени концентрируют Cu, Ni, Cr и Fe [12].

Иная закономерность проявляется в поведении Cu. В отличие от Pb ее концентрация постоянно увеличивается как в поверхностных, так и в придонных водах вниз по течению р. Амур. Такой эффект может наблюдаться при хроническом поступлении в водную среду этого элемента.

Принимая во внимание, что сток р. Зеи примерно на 30 % формируется водами Зейского водохранилища, можно предполагать, что в р. Амур будут поступать растворенные формы ТМ, а также входящие

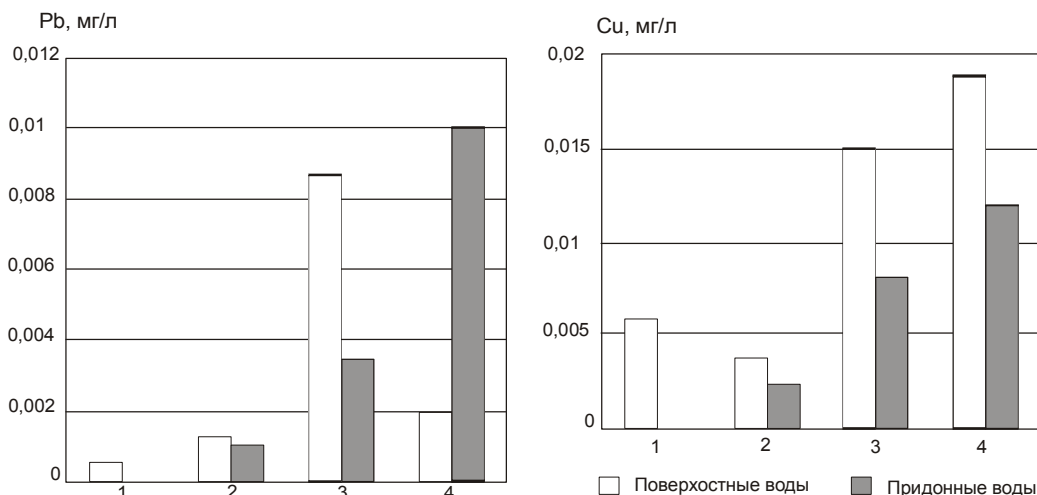


Рис. 2. Содержание Pb и Cu в поверхностных и придонных водах на различных участках экосистемы р. Амур. 1 – устье р. Зеи, 2 – устье р. Буреи, 3 – 4 км ниже устья р. Сунгари, 4 – 5 км выше г. Хабаровска.

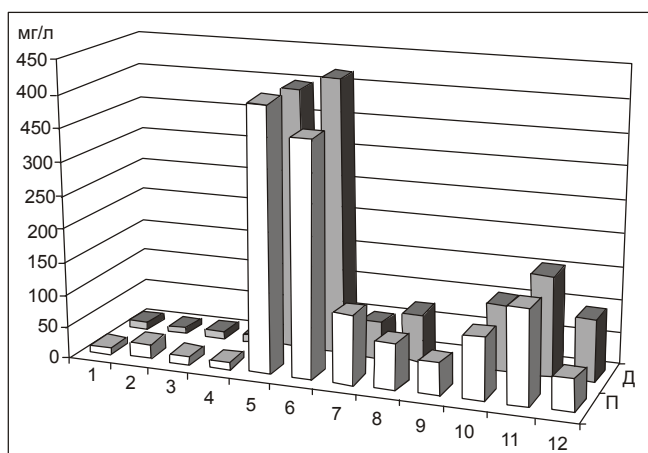


Рис. 3. Особенности загрязнения поверхностных (П) и придонных (Д) вод р. Амур ВВ: ниже устья р. Зеи (1–3); ниже устья р. Сунгари (4–6); ниже г. Фуюань (7–9); выше г. Хабаровска (10–12); возле левого берега – 1, 4, 7, 10; на середине – 2, 5, 8, 11; возле правого берега – 3, 6, 9, 12.

в состав взвесей, поступающих из этого водохранилища. По имеющимся данным [14], воды Зейского водохранилища обогащены Mn и Fe, а взвешенные вещества – Cu и Zn, которые поступают во время весенних паводков из районов золотодобычи. Содержание Fe в пределах акватории водохранилища изменяется от 0,23 мг/л до 1,13 мг/л, причем средние значения содержания Fe в придонных водах были выше (0,64–0,83 мг/л), чем в поверхностных (0,27–0,46 мг/л); Mn в повышенных концентрациях (0,016–0,054 мг/л) отмечается в придонных водах до глуби-

ны 41 м. Медь поступает вместе с грунтовыми водами, питающими водоем, при размыве горных пород, слагающих берега и ложе водохранилища.

Время отбора проб в июле 2004 г. на р. Сунгари совпало с паводком средней величины. С ее стоком в р. Амур поступало большое количество взвешенных веществ (рис. 3). Содержание взвесей в водах устьевых зон левобережных притоков было незначительным.

Как видно на рисунке 3, максимальное поступление ВВ происходило со стоком р. Сунгари. Поток ВВ распространялся вдоль правого берега и до середины реки. Возле левого берега вода по своему качеству соответствовала амурским водам, поступающим с выше расположенных участков. На участке от устья р. Сунгари до г. Фуюань происходило интенсивное оседание ВВ. За счет них могли формироваться поверхностные горизонты ДО. Есть основание полагать, что качественное содержание ТМ, обнаруженных в ДО ниже устья р. Сунгари возле правого берега и на середине р. Амур, определяется составом сунгарийских взвесей.

Содержание тяжелых металлов в донных отложениях

В ДО р. Амур максимумы содержания для большинства рассеянных металлов обнаружены в поверхностных горизонтах, где происходят наиболее активные процессы окисления. Однако максимальное обогащение поверхностного слоя ТМ не всегда является результатом антропогенного влияния. Чаще всего это связано с постседиментационным перераспределением элементов [10].

Как показали наши исследования ДО устьевых зон крупных притоков Среднего Амура, они в значительной степени отличаются по уровню содержания отдельных ТМ (табл. 3). Максимальные концентрации таких элементов, как Cu, Pb, Hg и Cd обнаружены в ДО устья р. Буреи, а минимальные – в устье р. Зеи.

Предыдущие исследования, проведенные на Среднем и Нижнем Амуре, показали, что состав ДО р. Амур по отношению к ТМ находится в большом соответствии с уровнем их содержания в почвогрунтах дренируемой территории. Такие элементы, как Hg, Pb и Mo имеют терригенное происхождение и переносятся с тонкими фракциями взвесей на значительные расстояния [8, 19].

Как видно из рисунка 4, максимальные концентрации кадмия обнаружены в донных отложениях устья р. Буреи (0,55–0,60 мг/кг), представленных глинистым илом (пробы № 1 и № 6), а также во влеко-мых наносах (проба № 7). Присутствие песка снижает концентрацию Cd в ДО (пробы № 4 и № 5). В ДО, представленных песком, Cd отсутствовал, независи-

мо от места отбора проб. В устье р. Зеи содержание Cd в ДО было низким. Только в пробе № 10, в которой присутствовали автотрофные организмы, отмечено несколько повышенное содержание Cd (0,20 мг/кг). Ниже устья р. Сунгари возле правого берега содержание Cd в ДО практически не изменялось до г. Хабаровска и составляло 0,15–0,20 мг/кг. Следует отметить, что выше г. Хабаровска повышенные

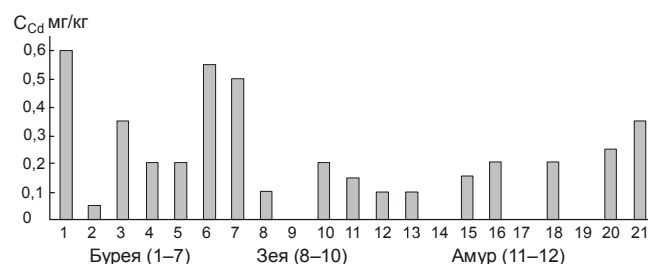


Рис. 4. Содержание кадмия в ДО устьевых зон рек Зея, Бурея и р. Амур на участке от устья р. Сунгари до г. Хабаровска в июле 2005 г., мг/кг сухого вещества (описание проб ДО в табл. 1).

Таблица 3. Содержание ТМ в донных отложениях устьевых зон рек Бурея, Зея и р. Амур на участке от устья р. Сунгари до г. Хабаровска.

Станция	№ пробы	Содержание тяжелых металлов, мг/кг сухого вещества			
		Cu	Pb	Hg	Cd
I – устье р. Буреи	1	16,80	11,15	0,067	0,60
	2	4,25	5,00	0,075	0,05
	3	21,80	10,15	0,093	0,35
	4	6,40	7,45	0,035	0,20
	5	8,15	8,70	0,024	0,20
	6	17,78	15,50	0,058	0,55
	7	16,00	14,60	0,140	0,50
II – устье р. Зеи	8	3,50	3,90	0,030	0,10
	9	2,05	1,85	0,052	н.о.
	10	2,45	1,80	0,050	0,20
III – р. Амур ниже устья р. Сунгари вблизи левого берега ----«----«---- ----«----«----	11	7,85	8,50	0,052	0,15
	12	7,50	7,05	0,028	0,10
	13	11,12	11,50	0,032	0,10
IV – р. Амур ниже устья р. Сунгари вблизи правого берега ----«----«---- ----«----«----	14	1,50	2,50	0,024	н.о.
	15	6,65	7,30	0,028	0,15
	16	12,90	11,30	0,075	0,20
V – р. Амур выше г. Хабаровска вблизи правого берега ----«----«----	17	1,70	2,75	0,012	<
	18	9,95	11,15	0,014	0,20
VI – р. Амур выше г. Хабаровска вблизи левого берега ----«----«----	19	2,60	3,90	0,026	<
	20	8,20	8,40	0,085	0,25

Примечание. Жирным шрифтом показаны повышенные содержания.

концентрации Cd были выявлены в ДО возле левого берега только в нижнем 5–10 см слое (0,25 мг/кг). В поверхностном слое Cd не обнаружен. Это может быть связано с выносом этого элемента и захоронением в ДО в предыдущий период во время интенсивных паводков на р. Бурея.

Распределение ТМ между водной средой и ДО зависит от многих факторов, в первую очередь, от фракционного состава ДО и содержания в них органических веществ. Большое значение имеют окислительно-восстановительные свойства воды. Установлено, что закисление природных вод вызывает уменьшение концентрации Cu, Cd, Al и Zn в поверхностных слоях ДО. Эта тенденция обусловлена снижением интенсивности аккумуляции металлов вследствие уменьшения адсорбционной способности вод и их десорбцией из осадочного материала [16]. При исследовании механизмов перехода тяжелых металлов из ДО в водную среду было показано, что при снижении pH с 7,3 до 4,9 поток отдельных ТМ из донных отложений увеличивается, например, Co с 43,96 до 119,43 мкг/м² и Ni с 28,54 до 71,66 мкг/м² [18].

Увеличение концентрации растворимых и обменных форм Cd также может происходить в результате закисления водной среды. Высокие концентрации Cd в ДО наблюдались на глубине 5–7 см. Максимумы концентраций этого элемента совпадали с началом закисления поверхностных горизонтов ДО и его миграцией в водную среду. Особую опасность представляет закисление вод, происходящее на фоне недостатка кислорода в придонных слоях воды. При дефиците кислорода в придонном слое воды и поверхностных слоях ДО создается барьер для захоронения ТМ [4]. Снижение pH, в таком случае, является источником дополнительного экологического риска, так как может привести к вторичному загрязнению водной среды за счет увеличения концентраций ТМ.

Принимая во внимание повышенные концентрации Cd в поверхностных слоях ДО устья р. Буреи, можно прогнозировать вероятность поступления в р. Амур растворенных форм этого токсиканта при изменении окислительно-восстановительного потенциала в результате деструкции органических веществ.

Особенности загрязнения донных отложений ртутью

Проведенные исследования содержания ртути в донных отложениях экосистемы р. Амур показали, что максимальные концентрации этого элемента обнаружены в поверхностных слоях ДО в устьевых зонах рек Бурея и Зея (рис. 5). В р. Амур на различных участках близкие по значению концентрации Hg в

ДО были отмечены только в пробе № 11, отобранной возле левого берега ниже устья р. Сунгари, где сосредоточены в основном амурские воды, сформированные под влиянием стока рек Зея и Бурея. В зоне влияния р. Сунгари, особенно возле правого берега, концентрации Hg в ДО были значительно ниже. Минимальные концентрации Hg (0,012 мг/кг) обнаружены в р. Амур выше г. Хабаровска вблизи правого берега (проба № 17).

Необходимо отдельно обратить внимание на повышенное содержание Hg в ДО устья р. Буреи в связи с созданием в 2003 г. Бурейского водохранилища. Известно, что ртуть всегда присутствует в затопленных почвах и растительности, оседающем взвешенном материале водохранилищ. В результате биогеохимических процессов, включая микробиологическую деструкцию органических веществ, Hg переходит в метилированную форму (метилртуть). Это резко увеличивает не только ее миграционную способность, поступление в воду и последующее накопление в биоте, но и повышает токсичность [20]. Метилртуть по сравнению с неорганическими формами ртути обладает способностью проникать через биологические мембраны и накапливаться в живых организмах [24].

Осаждение обогащенных Hg органических веществ растительного происхождения и отмирающих гидробионтов может являться причиной довольно высокой концентрации ртути в ДО. Этим можно объяснить повышенное содержание ртути в поверхностных слоях ДО (рис. 5), отобранных в устье р. Буреи. Здесь же, по сравнению с устьевой зоной р. Зеи, чаще всего встречались повышенные концентрации меди, свинца и кадмия (табл. 3). Причиной может быть некачественная подготовка ложа водохранилища и затопляемых территорий. Так, биогеохимические исследования техногенного рассеивания ТМ показали, что древесная растительность по сравнению с травянистой в большей степени накапливает такие элементы, как Cd, Pb, Ba и Sr [6]. Эти ТМ при

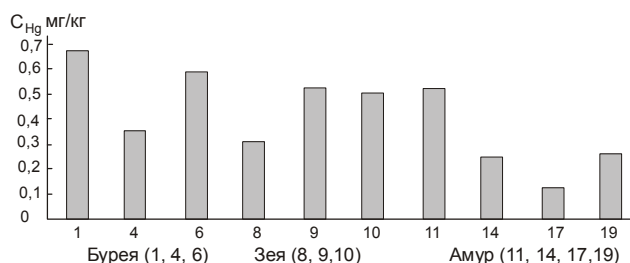


Рис. 5. Содержание ртути в поверхностном горизонте ДО (0–5 см) устьевых зон рек Бурея, Зея и р. Амур на участке от устья р. Сунгари до г. Хабаровска, мг/кг сухого вещества (описание проб ДО в табл. 1).

деструкции затопленной древесины могут хронически загрязнять воды водохранилища и поступать со стоком в устьевые зоны рек Зея и Бурея, а затем в р. Амур.

Миграция Hg из затопленных почв может происходить при активизации процессов разложения органических веществ (почвенного гумуса). Подтверждением могут служить результаты исследования содержания Hg в водных почвенных вытяжках [11]. Максимальное содержание этого элемента установлено в поверхностных горизонтах, обогащенных лесным опадом (0,01 мг/кг). Большая часть Hg была связана с гуминовыми кислотами. Наиболее мобильные формы Hg были связаны с фульвокислотами, которые относятся к сравнительно легко гидролизуемой составляющей гуминовых веществ. В нижних горизонтах Hg была связана в основном с неорганическими фракциями, предположительно с минералами Fe (Mn).

Феномен повышенного содержания ртути в донных отложениях и рыбе в недавно созданных водохранилищах является их универсальным свойством. Данное явление отмечалось при отсутствии антропогенных источников ртути или ее геохимических аномалий. Как правило, накопление Hg в ДО и рыбе в формирующихся экосистемах новых водохранилищ происходит при ее низком фоновом содержании. Ртуть встречается повсеместно во всех компонентах природной среды, но наиболее значительные концентрации связаны с районами ее месторождений и рудопроявлений. Однако подавляющая часть ртути находится в рассеянном состоянии, создавая природный геохимический фон. Пространственная миграция Hg происходит по двум каналам – водному и атмосферному. В глобальном масштабе более значимым является атмосферный перенос. В пресные воды этот элемент попадает при разрушении коренных пород, выщелачивании из рыхлых отложений и почв, деструкции растительности и гидробионтов, а также с атмосферными осадками. Создание водохранилищ не вызывает какого-либо возрастания ее суммарного содержания, однако происходит изменение ее подвижности и биологической активности (токсичности). В первые годы формирования экосистем новых водохранилищ очень часто отмечаются высокие концентрации Hg в рыбе. Уровень содержания Hg в водохранилищах сопоставим с наблюдавшимся ее содержанием в водоемах, загрязненных промышленными отходами [21].

Самая радикальная мера снижения риска ртутной проблемы связана с удалением растительного покрова и верхнего горизонта почв зоны затопления. Существующая информации по другим водохрани-

лищам [2, 25–27] свидетельствует о том, что при отказе от такого рода мероприятий у государств увеличиваются затраты на развертывание сети надежного мониторинга за содержанием Hg в ДО и рыбе. При этом возрастает угроза ртутной нагрузки на местное население. Особенно это важно для регионов с традиционным природопользованием, основанном на рыболовстве.

Большую роль играет уровень трофности водного объекта. Так, при повышении трофического статуса водной экосистемы может увеличиваться эффективность сорбции ртути из воды с осаждающимся автохтонным органическим веществом с ее последующим захоронением на дне или перемещением в составе влекомых наносов (ВН). Вероятно, такой механизм можно наблюдать в устьевой зоне р. Буреи, где самые высокие концентрации ртути были выявлены в ВН (0,140 мг/кг) и в нижнем (10–15 см) слое ДО пробы №3 (0,093 мг/кг).

До создания Бурейского водохранилища количество выносимых р. Бурея взвешенных и влекомых веществ составляло около 60 кг/сек. В 2004 году расход ВВ в июле–августе увеличился до 600–650 кг/сек за счет затопления новых территорий и размыва почвогрунтов. В устьевых зонах рек происходит регулярное поступление взвесей, перераспределение ВН и динамичные процессы миграции ТМ в контактной зоне вода–дно.

Ртуть, находящаяся в ДО на глубине более 2 см, как правило, не включается в биогеохимические процессы и трофические цепи водоемов. Поэтому предпринимается послойное исследование содержания химических элементов в ДО, т.к. только поверхностный слой активно влияет на гидробионты. Однако, в зависимости от гранулометрического состава и гидрологического режима, например во время паводков, может происходить размывание и перераспределение ДО. В этом случае возможна активизация биогеохимических процессов в “погребенных” слоях ДО.

Содержание тяжелых металлов во влекомых наносах

Одним из важных факторов, влияющих на формирование качества воды в р. Амур, является миграция влекомых наносов (ВН). Особый интерес представляет сравнение содержания ТМ в ВН, поступающих со стоком различных притоков р. Амур. Наибольшие концентрации всех исследованных ТМ характерны для ВН, поступающих с водами р. Буреи (табл. 4). На участке от устья р. Буреи до г. Хабаровска в ВН уменьшается содержание Cu (с 16 до 6,95 мг/кг) и Pb (с 14,6 до 8,2 мг/кг). При этом ниже устья р. Сунгари более высокое содержание Cu

(12,9 мг/кг) наблюдается только в составе ВН, отобранных у правого берега (т.е. поступающих со стоком р. Сунгари). Для наносов, отобранных у левого берега р. Амур ниже впадения р. Сунгари (т.е. поступающих с выше расположенных участков р. Амур), соответствующий показатель составляет 11,12 мг/кг. Содержание Pb в ВН у правого и левого берегов ниже устья Сунгари было практически одинаковым и составляло 11,3 и 11,5 мг/кг, соответственно.

Так же, как и в ДО, поведение Hg и Cd во влекомых наносах оказалось более сложным. На участке от устья р. Буреи до устья р. Сунгари концентрация Hg уменьшается с 0,14 до 0,032 мг/кг, а Cd – с 0,5 до 0,1 мг/кг. Ниже устья р. Сунгари содержание Hg в наносах у правого берега заметно превышает соответствующий показатель для наносов, отобранных у левого берега (0,075 мг/кг и 0,032 мг/кг соответственно). Причем содержание Hg в ВН вдоль правого берега сохраняется на достаточно высоком уровне (0,075–0,077 мг/кг) фактически до г. Хабаровска. Несмотря на то, что в поверхностных слоях ДО возле правого берега ниже устья р. Сунгари Cd не обнаружен, его довольно высокое содержание отмечается во влекомых наносах (0,2 мг/кг). По направлению к г. Хабаровску концентрация Cd в составе ВН увеличивается с 0,2 до 0,35 мг/кг, что может свидетель-

ствовать о его сорбции ВН после их выхода из р. Сунгари в ходе миграции по основному руслу р. Амур.

Проведенные исследования показали, что вода и донные отложения экосистемы р. Амур обогащены отдельными токсичными элементами, но уровень содержания некоторых из них был довольно низким по сравнению с водными объектами, испытывающими интенсивное антропогенное воздействие в других регионах (табл. 5). Однако содержание таких токсичных элементов, как Hg и Cd оказалось достаточно высоким. Согласно полученным данным, в качестве основного источника поступления Hg выступают р. Бурей и вновь созданное Бурейское водохранилище. Среди доминирующих ТМ, обнаруженных возле правого берега ниже устья р. Сунгари, следует называть Fe, Cu, Mn, Ni и Co.

ВЫВОДЫ

1. В летний период со стоком р. Сунгари в амурские воды поступают Fe, Cu, Mn, Ni и Co. Самые высокие концентрации Ni обнаружены в поверхностных водах возле правого берега и на середине реки. Его количество сохраняется на всем протяжении реки вдоль правого берега до г. Фуян. Доминирующими элементами, поступающими с водами рек

Таблица 4. Содержание токсичных элементов в составе влекомых наносов в реках Бурей и Амур.

Станция	№ пробы	Содержание тяжелых металлов, мг/кг сухого вещества			
		Cu	Pb	Hg	Cd
устье р. Буреи	7	16,00	14,60	0,140	0,50
р. Амур ниже устья р. Сунгари вблизи левого берега	13	11,12	11,50	0,032	0,10
р. Амур ниже устья р. Сунгари вблизи правого берега	16	12,90	11,30	0,075	0,20
р. Амур выше г. Хабаровска вблизи правого берега	21	6,95	8,20	0,077	0,35

Таблица 5. Сводная таблица средних значений концентраций тяжелых металлов в донных отложениях различных водных экосистем.

Место отбора проб	Содержание тяжелых металлов, мг/кг сухого вещества			
	Cu	Pb	Hg	Cd
Братское водохранилище [7]	30	20	0,23	-
Новосибирское водохранилище [13]	31,1	19,2	0,064	0,07
Верхняя Волга, фон [1]	35	19	-	-
Р. Амур [10]	23	20	0,18	0,1
Р. Амур [15]	14,3	70,9	0,1	-
Устье р. Зеи (2005 г.)	2,67	2,52	0,044	0,1
Устье р. Буреи (2005 г.)	13,03	10,36	0,070	0,35
Р. Амур, ниже устья р. Сунгари (2005 г.)	7,92	8,03	0,040	0,12
Р. Амур, выше г. Хабаровска (2005 г.)	5,61	6,55	0,034	0,11

Зея и Бурея, являются Fe, Zn, Pb и Cu. Содержание Fe в устьевых зонах левобережных притоков было в 10 раз меньше, чем в воде, распространяющейся вдоль правого берега ниже устья р. Сунгари. Содержание Pb в водах рек Зея и Бурея было в 3–4 раза ниже, чем в сунгарийских водах, распространяющихся вдоль правого берега. В воде устья р. Зеи была установлена максимальная концентрация Zn (0,0065 мг/л). Средняя концентрация этого элемента в зоне влияния р. Сунгари в поверхностных и придонных водах составляла около 0,0022 мг/л.

2. В результате динамического перераспределения ТМ между взвесями, донными отложениями и водной средой ниже по течению вновь происходит увеличение в воде концентрации Zn. Так, в 5 км выше г. Хабаровска максимальные концентрации Zn (0,0063 мг/л и 0,0065 мг/л) отмечены в поверхностных водах возле правого берега и на середине реки. Содержание Cd в пробах воды на обследованном участке г. Благовещенск–г. Хабаровск было ниже пределов обнаружения (0,0002 мг/л).

3. Взвешенные вещества, поступающие со стоком р. Сунгари, распространяются вдоль правого берега и до середины реки. Возле левого берега вода по своему качеству соответствует амурским водам, поступающим с выше расположенных участков. На участке от устья р. Сунгари до г. Фуюань происходит интенсивное оседание ВВ. Есть основание полагать, что качественное и количественное содержание ТМ, обнаруженных в ДО р. Амур ниже устья р. Сунгари возле правого берега, определяется составом сунгарийских взвесей.

4. Максимальные концентрации Cd обнаружены в ДО и влекомых наносах в устье р. Буреи (0,55–0,60 мг/кг). В устье р. Зеи содержание Cd в ДО было низким. Только в присутствии автотрофных организмов отмечено повышение содержания Cd (0,20 мг/кг). Ниже устья р. Сунгари вдоль правого берега содержание Cd в ДО практически не изменялось до г. Хабаровска и составляло 0,15–0,20 мг/кг.

5. Ниже устья р. Сунгари содержание Hg в наносах у правого берега заметно превышает соответствующий показатель для наносов, отобранных у левого берега (0,075 мг/кг и 0,032 мг/кг, соответственно). Причем содержание Hg в ВН вдоль правого берега сохраняется на достаточно высоком уровне (0,075–0,077 мг/кг) фактически до г. Хабаровска.

6. В донных отложениях устьевых зон рек Бурея и Зея происходит накопление Hg, а также существуют предпосылки ее перехода в более токсичную форму. Полученные данные свидетельствуют о том, что присутствует определенный экологический риск ртутного загрязнения экосистемы р. Амур со стоком р. Буреи.

Необходимы расширенные исследования всех компонентов экосистемы р. Буреи, включая Бурейское водохранилище, для оценки возможности возникновения ртутной проблемы, ее вероятных масштабов и временной продолжительности в Приамурье.

Авторы выражают глубокую признательность ведущему научному сотруднику Тихоокеанского океанологического института им. В.И. Ильичева ДВО РАН О.В. Дудареву за ценные рекомендации при подготовке статьи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бреховских В.Ф., Волкова З.В., Кирпичникова Н.В. и др. Особенности накопления тяжелых металлов в донных отложениях и высшей растительности заливов Иваньковского водохранилища // Водные ресурсы. 2001. Т. 28, № 4. С. 441–447.
2. Васильев О.Ф., Сухенко С.А. Об экологическом риске при создании Катунского водохранилища в связи с наличием ртутных аномалий на площади водосборного бассейна // Гидротехническое строительство. 1993. № 10. С. 9–11.
3. Гусева Т.М., Мажайский Ю.А., Евтюхин В.Ф. и др. Исследование донных отложений как метод оценки антропогенной нагрузки на водные экосистемы // Вопросы региональной экологии: Тезисы докладов IV-й региональной научно-технической конференции 22–23 июня 2000 года. Тамбов: Изд-во ТГУ им. Г.Р. Державина, 2000. С. 83–84.
4. Даувальтер В.А. Концентрации металлов в донных отложениях закисленных озер // Водные ресурсы. 1998. Т. 25, №3. С. 358–365.
5. Ивашов П.В., Сиротский С.Е. Тяжелые металлы в биообъектах водных экосистем бассейна р. Амур // Геолого-геохимические и биогеохимические исследования на Дальнем Востоке. Владивосток: Дальнаука, 1998. С. 49–59.
6. Ивашов П.В., Сиротский С.Е., Неудачин А.П. и др. Миграция и накопление тяжелых металлов в растениях техногенных экосистем в окрестностях рудника “Многовершинный” // Геохимические и биогеохимические процессы в экосистемах Дальнего Востока. Вып. 9. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 120–128.
7. Карнаухова Г.А. Гидроэкология: степень загрязнения Братского водохранилища тяжелыми металлами // Инженерная экология. 2001. № 4. С. 15–24.
8. Кот Ф.С. Тяжелые металлы в донных отложениях Среднего и Нижнего Амура // Биогеохимические и экологические оценки техногенных экосистем бассейна реки Амур. Владивосток: Дальнаука, 1994. 123–135.
9. Кот Ф.С. Биогеохимия рассеянных металлов в ландшафтах бассейна Нижнего Амура: природный фон и антропогенный фактор // Исследования водных и экологических проблем Приамурья. Владивосток–Хабаровск: Дальнаука, 1999. С. 87–90.
10. Кот Ф.С. Рассеянные металлы в донных отложениях р. Амур и зоны смешения в Охотском море. Оценка антропогенной составляющей // Геохимические и биогеохимические процессы в экосистемах Дальнего Востока. Вып. 9. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 80–91.

11. Кот Ф.С., Матюшкина Л.А., Рапопорт В.Л. и др. К формам ртути в природных и городских почвах Среднего Амура // Биогеохимические и гидроэкологические особенности экосистем бассейна р. Амур. Вып. 11. Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 119–130.
12. Леонова Г.А., Бадмаева Ж.О., Ильина В.Н. и др. Биогеохимическая индикация антропогенной химической трансформации водных экосистем бассейна р. Обь // Эколого-биогеохимические исследования в бассейне Оби. Томск: Изд-во "РАСКО", 2002. С. 136–156.
13. Леонова Г.А., Аношин Г.Н., Бычинский В.А., Биогеохимические проблемы антропогенной химической трансформации водных экосистем // Геохимия. 2005. № 2. С. 182–196.
14. Лопатко А.С., Карандашов А.И., Юдина И.М. и др. Состав воды Зейского водохранилища спустя 30 лет с начала его заполнения // Научные основы экологического мониторинга водохранилищ: Материалы Всерос. науч.-практ. конф. (Дружининские чтения, вып. 2). Хабаровск: ИВЭП ДВО РАН, 2005. С. 69–71.
15. Механизмы образования токсичных соединений, вызывающих загрязнение воды и отравление рыбы в нижнем течении реки Амур / Научный отчет. Хабаровск: ИВЭП ДВО РАН, 1999. 132 с.
16. Моисеенко Т.И., Даувальтер В.А., Родюшкин И.В. Механизмы круговорота природных и антропогенно привнесенных металлов в поверхностных водах арктического бассейна // Водные ресурсы. 1998. Т. 25, № 2. С. 231–243.
17. Новороцкая А.Г. Влияние топливно-энергетического комплекса на химию снежного покрова // Научные основы экологического мониторинга водохранилищ: Материалы Всерос. науч.-практ. конф. (Дружининские чтения, вып. 2). Хабаровск: ИВЭП ДВО РАН, 2005. С. 193–196.
18. Попов А.Н., Пермяков В.В., Бряловская В.Л. Влияние донных отложений на качество воды // ЭКВАТЕК-2002: Материалы V междунар. конгр. "Вода: Экология и Технология". М., 2002. С. 20–21.
19. Савенко А.В. Экспериментальное изучение сорбции Hg на минеральных взвесьях в зоне смешения речных и морских вод // Водные ресурсы, 2000. Т. 27, № 6. С. 755–758.
20. Сухенко С.А. О возможности метилирования и биоаккумуляции ртути в водохранилище проектируемой Катунской ГЭС // Водные ресурсы. 1995. Т. 22, №1. С. 78–84.
21. Сухенко С.А. Ртуть в водохранилищах: новый аспект антропогенного загрязнения биосферы: Аналитич. обзор / ГПНТБ СО РАН, сер. "Экология", вып. 36. Новосибирск: ИВЭП СО РАН, 1995. 59 с.
22. Хавезов И., Цалёв Д. Атомно-абсорбционный анализ / Пер. с болг. Л.: Химия, 1983. 144 с.
23. Шаров Л.А., Анойкин В.И. Комплект картографических материалов масштаба 1:500000 для организации и ведения социально-экологического мониторинга в зоне влияния Бурейского гидроузла // Научные основы экологического мониторинга водохранилищ: Материалы Всерос. науч.-практ. конф. (Дружининские чтения, вып. 2). Хабаровск: ИВЭП ДВО РАН, 2005. С.20–23.
24. Berman M., Bartha R. Levels of chemical versus biological methylation of mercury in sediments // Bull. Environ. Contam. Toxicol., 1986. V. 36, N 3. P.401–404.
25. Cooper J.J. Total mercury in fishes and selected biota in Lahontan reservoir, Nevada // Bull. Environ. Contam. Toxicol. 1983. V.31, N 1. P. 9–17.
26. Evolution of mercury levels in fish of the La Grande hydroelectric complex, Quebec (1978–1989) // Summary report of Hydro-Quebec and Shooner. Montreal (Canada), 1990. 98 p.
27. Jackson T.A. Biological and environmental control of mercury accumulation by fish in lakes and reservoirs of northern Manitoba // Canad. J. Fish. Aquat. Sci. 1991. V. 48, N 12. P. 2449–2470.

Поступила в редакцию 7 марта 2006 г.

Рекомендована к печати Б.А. Вороновым

L.M. Kondratyeva, V.S. Kantsyber, V.E. Zazulina, L.S. Bokovenko

The influence of the chief tributaries of the Amur River on the concentration of heavy metals in the water and bottom sediments

The results of the study of heavy metal concentrations in the water and bottom sediments of the Amur River in the regions affected by the three main tributaries flow are presented in the paper. The watershed of the two of them (the Zeya and Bureya rivers) is located on left bank of the Amur River in the Russian territory. The watershed of the third tributary (the Songhua River) is located on right bank of the Amur River in the densely populated area of the People's Republic of China. The flows of the Zeya and Bureya rivers supplied the Amur river mainly with Fe, Zn, Cu, and Pb. High concentrations of Fe, Mn, Ni and Co were registered in the water near the right bank of the Amur River in the zone maximally affected by the Songhua River. Increased concentrations of toxic elements were noted in the upper layers of the bottom sediments sampled in the mouth of the Bureya River (mg/kg): Pb – 15.5; Hg – 0.067; Cd – 0.6. According to investigation results, the level of heavy metals pollution in the bottom sediments in the zone affected by the Songhua River, in spite of a variety of toxic elements supplied by the river, was considerably less than in the bottom sediments sampled in the mouth of the Bureya River. Cu, Pb and Cd concentrations in the bottom sediments in the mouth of the Zeya River were minimal. Maximal concentrations of mercury were noted in a 10-15 cm layer of the bottom sediments (0.093 mg/kg) and bed load (0.14 mg/kg) in the mouth of the Bureya River.

Key words: water, bottom sediments, heavy metals, the Amur, the Songhua, the Zeya, the Bureya.

ДИСЛОКАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ ОЧАГА УГЛЕГОРСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 2000 г. (о. САХАЛИН)

А.С. Прытков, Н.Ф. Василенко

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

Методом инверсии измеренных вертикальных косейсмических смещений для прямоугольного источника построена дислокационная модель Углегорского землетрясения. В отличие от предшествующей модели, основанной только на варьировании сейсмологических данных, построенная модель дополнительно учитывает результаты непосредственного обследования поверхностного сейсморазрыва. Выполненные исследования позволили однозначно установить, что очаг Углегорского землетрясения приурочен к Краснополюевскому разлому – составной части Западно-Сахалинского глубинного разлома. Оценены геометрические параметры сейсморазрыва. Для эпицентральной зоны построена схема косейсмических вертикальных смещений земной поверхности. Показано, что наиболее масштабные вторичные деформации земной поверхности проявились в районах максимальных вертикальных смещений. По результатам GPS наблюдений 2005 г. в районе исследований продолжается процесс интенсивного накопления субширотных горизонтальных деформаций сжатия. Оценен период повторяемости сейсмических событий, подобных Углегорскому землетрясению.

Ключевые слова: Углегорское землетрясение, дислокационная модель, GPS измерения, деформации земной поверхности, Сахалин.

ВВЕДЕНИЕ

Углегорское землетрясение 2000 г. $M_w = 6.8$ является вторым после Нефтегорского землетрясения 1995 г. $M_w = 7.0$ крупнейшим событием в современной сейсмической истории острова Сахалин, сопровождавшимся разрывами земной поверхности. Решения механизма очага для главного толчка, полученные независимыми агентствами и разными методами, достаточно хорошо согласуются между собой: подвижка в очаге Углегорского землетрясения произошла под действием близгоризонтальных сжимающих напряжений, ориентированных субширотно. Тип подвижки – взброс (по обеим субмеридионально ориентированным нодальным плоскостям) с незначительной или заметной сдвиговой (левосторонней) компонентой смещения [2].

Два фрагмента сейсмозбросов субмеридионального простираения (впоследствии названные Айнским сейсморазрывом), расположенные в 5 км друг от друга, были обнаружены при первичном обследовании эпицентральной зоны. Они имели резко отличающиеся друг от друга морфокинематические характеристики и величины вертикальных подви-

жек. С достаточной степенью достоверности выделить ту или иную нодальную плоскость из решения механизма очага было невозможно. В результате предпочтение было отдано главной подвижке, вызвавшей землетрясение и произошедшей по сейсмозбросу, падающему на запад или запад-юго-запад [2, 4].

Проведенные в эпицентральной зоне GPS измерения на 19 пунктах выявили косейсмические вертикальные смещения земной поверхности, достигающие 1.5 м. Методом инверсии косейсмических смещений для прямоугольного источника были построены два варианта дислокационной модели землетрясения с падением плоскости сейсморазрыва на восток и на запад [10]. Оба варианта дислокационной модели были основаны на варьировании параметров сейсмологического решения механизма очага (Гарвардский Университет). Выполненные расчеты позволили однозначно установить, что главная подвижка, вызвавшая землетрясение, произошла по субмеридиональной плоскости, падающей на восток. Модель с западным падением плоскости разлома и выходом его на поверхность в окрестностях обнаруженных фрагментов сейсморазрыва не может создать даже подобия наблюдаемого поля вертикальных

смещений. Хотя в работе [10] выбор нодальной плоскости сделан вполне однозначно, тем не менее, в отсутствие достаточных сведений на момент публикации, построенная модель с восточным падением плоскости разлома, основанная на сейсмологических данных, не учитывала параметров поверхностного сейсморазрыва, уточненных в последующие годы. В частности, в ней не были учтены ориентация и конкретное местоположение выхода фрагментов сейсморазрыва на дневную поверхность, а также характер подвижки (отсутствие горизонтальных смещений) по ним.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ОСНОВНЫЕ ПАРАМЕТРЫ АЙНСКОГО СЕЙСМОРАЗРЫВА

Район исследований является единственным местом на Сахалине, где в пределах островной суши можно наблюдать Западно-Сахалинский глубинный разлом, протягивающийся субмеридионально вдоль западного побережья острова [1]. Эпицентр главного толчка Углегорского землетрясения и обнаруженные при первичном обследовании два фрагмента Айнского сейсморазрыва пространственно тяготеют к Краснополюевскому разлому, являющемуся одной из главных ветвей Западно-Сахалинского разлома [5] (рис. 1). Краснополюевский разлом в данном месте отделяет Ламанонский вулканический район, сложенный вулканогенными образованиями плиоцен-раннечетвертичного возраста, от Углегорско-Айнского плато и Западно-Сахалинских гор, сложенных мел-палеогеновыми складчатыми комплексами.

Основные параметры Айнского сейсморазрыва (тип разлома, его протяженность и максимальная величина смещения), полученные М.И. Стрельцовым и А.И. Кожуриным с той или иной степенью обоснованности при первичном обследовании эпицентральной зоны непосредственно после сейсмического события [2, 4], были дополнены исследованиями последующих лет:

- продолжение Айнского сейсморазрыва было обнаружено к югу от первых двух фрагментов. К сожалению, в полной мере его протяженность в южном направлении не была определена, так же как не была определена протяженность северного фрагмента к северу. По сути дела, сейсморазрыв Углегорского землетрясения наблюдался только на трех участках. Суммарная обследованная протяженность зоны сейсмодислокаций составляет около 10 км. Эту оценку протяженности Айнского сейсморазрыва следует рассматривать как минимальную;

- максимальная величина вертикального смещения 3 м наблюдалась в пределах среднего фраг-

мента поверхностного сейсморазрыва. Средняя величина вертикального смещения по Айнскому сейсморазрыву составляет 1.2 м (взброшено восточное крыло);

- при полевом обследовании сейсморазрывов каких-либо признаков горизонтальных смещений ни разу не было обнаружено.

Указанные выше параметры Айнского сейсморазрыва, включая осредненную ориентацию его фрагментов, были положены в основу уточненной дислокационной модели.

ИСХОДНЫЕ ГЕОДЕЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Для определения косейсмических вертикальных смещений земной поверхности в результате Углегорского землетрясения использованы высотные отметки реперов геометрического нивелирования, выполненного в эпицентральной зоне производственными организациями в 1975–1986 гг. (рис. 2). Ошибки определения их высот относительно принятого за исходный пункта UG05 могут составлять 0.01–0.04 м.

Согласно карте современных вертикальных движений земной коры о. Сахалин [6] относительные изменения высот за счет вековых движений к моменту возникновения землетрясения не превышают величины 0.1 м. Тем не менее, исходные высотные отметки геометрического нивелирования, в отличие от работы [9], были исправлены за вековые движения (табл. 1). Можно полагать, что ошибки учета вековых движений в целом не превышают 0.04 м.

Измерения на 19 пунктах нивелирной сети, проведенные спустя два месяца после землетрясения в 2000 г. (UG01-UG09) и в октябре 2001 г. (UG10-UG19), позволили получить сведения о вертикальных смещениях земной поверхности в эпицентральной зоне. Наблюдения выполнялись с использованием современных средств спутниковой геодезии – геодезических GPS приемников AshTech Z-XII. В зависимости от расстояния до опорной станции UGLE (Углегорск) измерения на каждом пункте проводились 2–3 сессиями по 12–24 часа. Обработка GPS наблюдений выполнена с использованием пакета программного обеспечения GAMIT [8]. Постсейсмический эффект в эпицентральной зоне Углегорского землетрясения может быть оценен величиной 0.02–0.05 м, полученной для землетрясения с аналогичной магнитудой и механизмом очага [7].

Для сравнения эллипсоидальных высот, полученных GPS методом, с исходными высотами нивелирных реперов, определенными относительно геоида, как и в работе [10], введены поправки за превы-

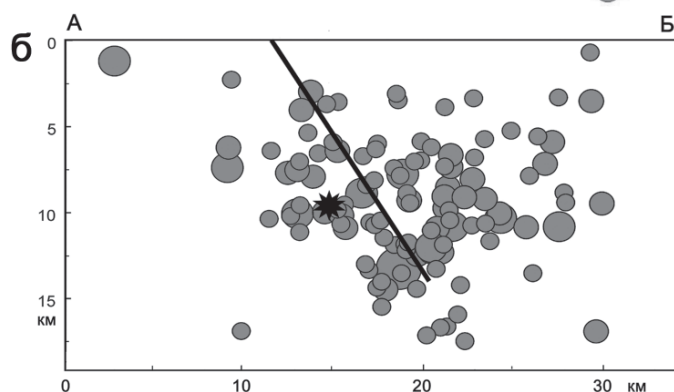
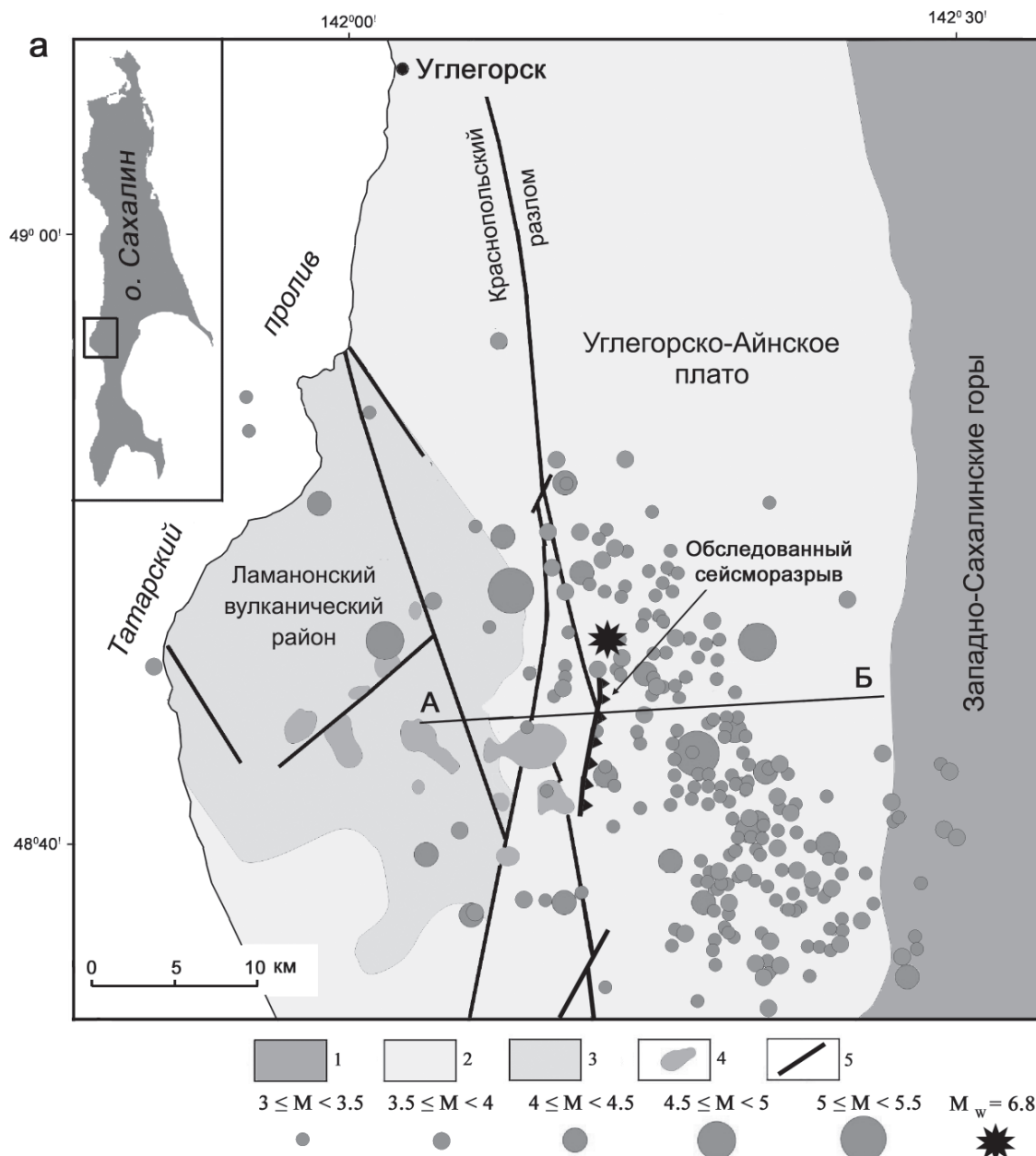


Рис. 1. Схема геологического строения очаговой зоны и афтершоки Углегорского землетрясения 4(5).08.2000 г. Составлена с использованием материалов [2, 4].

На схеме-врезке показан район исследований.

а – изображены афтершоки за период с 5 по 31 августа 2000 г., б – поперечный разрез через облако афтершоков по линии А – Б, ориентированной перпендикулярно модельной плоскости разлома: изображены афтершоки за период с 6 по 31 августа 2000 г., жирной линией показана проекция модельной плоскости сейсморазрыва; 1 – верхнемеловые отложения Западно-Сахалинских гор, 2 – палеогеновые и неогеновые осадочные образования, 3 – плиоцен-четвертичные вулканогенные комплексы, 4 – раннечетвертичные экструзии дацитов, 5 – разломы.

Таблица 1. Косейсмические вертикальные смещения пунктов в эпицентральной зоне Углегорского землетрясения 4(5).08.2000 г.

Пункт	Поправка за превышение геоида над эллипсоидом, см	Поправка за вековые движения, см	Вертикальное смещение (измеренное), см	Вертикальное смещение (модельное), см
UG01	50	-3	2	-4
UG02	17	-2	-3	-2
UG03	5	-2	6	2
UG04	6	-1	-2	-3
UG05	исходный пункт			
UG06	71	-5	12	21
UG07	40	-3	-1	-1
UG08	83	-9	11	-7
UG09	76	-7	60	75
UG10	65	-5	25	18
UG11	67	-6	62	51
UG12	72	-8	19	12
UG13	73	-10	27	13
UG14	74	-7	144	134
UG15	80	-7	99	100
UG16	71	-4	129	141
UG17	80	-10	49	47
UG18	75	-7	34	45
UG19	76	-9	30	20

Примечание. Сумма квадратов разностей измеренных и модельных косейсмических смещений земной поверхности составляет 1569 см².

шение геоида над эллипсоидом (табл. 1). В районе исследований они вычислены по данным международной детальной модели гравитационного поля Сахалина и прилегающих регионов континентальной Азии и Японии [9] с учетом гравитационных аномалий, определенных спутниковой альтиметрией для морских территорий [12]. Поправки за превышение геоида над эллипсоидом должны быть учтены при определении вертикальных смещений, поскольку их максимальные значения достигают 0.8 м. Точность вычисления поправок характеризуется величиной порядка 0.03–0.05 м.

Вертикальные смещения пунктов наблюдений относительно пункта UG05 приведены в табл. 1. С учетом приведенных выше оценок ошибки их определения не превышают 0.05–0.1 м. Значимые вертикальные смещения, несомненно, следует отнести к косейсмическим смещениям вследствие Углегорского землетрясения. Наибольшие их величины положительного направления (вверх) зафиксированы в центральной части области афтершоков, достигая максимума 1.5 м на пункте UG14 и уменьшаясь к северо-востоку (рис. 1, 2).

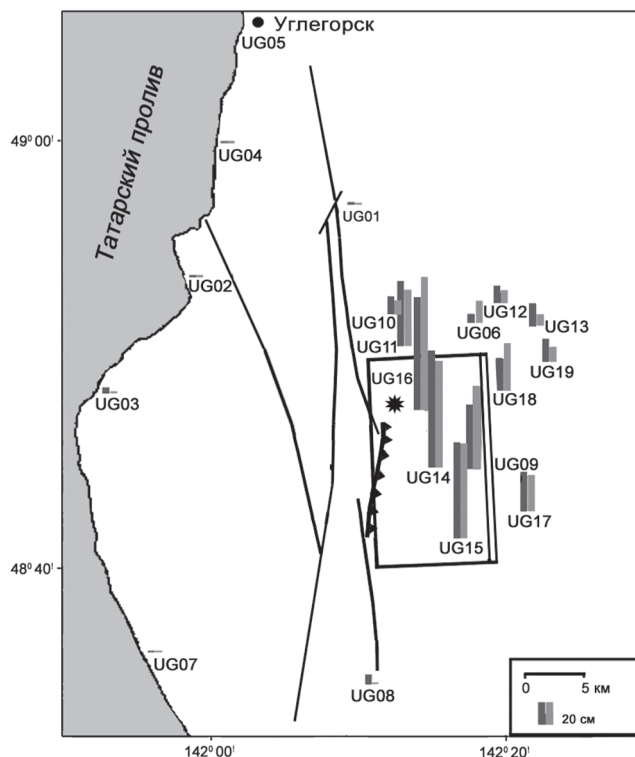


Рис. 2. Дислокационная модель очага Углегорского землетрясения 4(5).08.2000 г. из инверсии геодезических данных.

Темными столбцами изображены измеренные косейсмические вертикальные смещения пунктов, светлыми – их модельные значения. Прямоугольником показана проекция оптимальной плоскости сейсморазрыва, падающей на восток; нижний край плоскости отмечен двойной линией. Остальные условные обозначения см. рис. 1.

ДИСЛОКАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ

Модельные расчеты деформаций и смещений земной поверхности, обусловленных однородным смещением по разлому, имеющему форму конечного прямоугольного источника, в упругом полупространстве обобщены в работе [11]. Исходными параметрами модельного разлома являются его геометрические размеры (протяженность по простиранию и ширина по падению), направление простирания и падения плоскости разлома, местоположение (координаты и глубина середины верхнего края плоскости разлома), величина максимального смещения (по простиранию и падению).

Обратная задача построения дислокационной модели Углегорского землетрясения с восточным падением плоскости сейсморазрыва решена методом инверсии геодезических данных по измеренным косейсмическим смещениям (табл. 1). Поскольку наблюдались фрагменты поверхностных сейсмозбро-

Таблица 2. Основные параметры дислокационной модели очага Углегорского землетрясения 4(5).08.2000 г. по различным данным.

Длина км	Ширина км	Угол падения град.	Прости- рание град.	Широта град.	Долгота град.	Глубина км	Максимальное вертикальное смещение м	Максимальное горизонтальное смещение м	M _W	Момент M ₀ 10 ¹⁹ Н · м
Уточненные параметры из настоящей работы – инверсия геодезических данных (восточное падение плоскости разлома)										
17.8	16.9	54	357	Центроид			2.95	0.0	6.87	2.30
				48.74	142.26	6.8				
По данным работы [10] – инверсия геодезических данных (восточное падение плоскости разлома)										
17.9	17.6	51	334	Центроид			2.7	-0.4	6.94	2.56
				48.73	142.20	6.8				
Координаты гипоцентра, механизм очага для восточного падения нодальной плоскости и результаты обследования поверхностного сейсморазрыва по данным ИМГиГ										
> 10.0		54	337	48.78 ± 0.02	142.21 ± 0.08	9.8 ± 4.5	3.00	0.0	6.80	2.38

Примечание. Для вычисления момента M_0 и магнитуды M_W на основе параметров дислокационной модели использованы формулы [3]: $M_0 = \mu US$, $M_W = (\lg M_0 / 1.5) - 10.7$, где $\mu = 3 \cdot 10^{10}$ Па – жесткость, S – площадь разлома, U – средняя дислокация по плоскости разлома.

сов, рассмотрена модель с разломом, достигающим земной поверхности.

В качестве фиксированного параметра дислокационной модели было принято отсутствие горизонтальной компоненты смещения по Айнскому сейсморазрыву. Простираие модельной плоскости сейсморазрыва варьировалось между направлением Краснопольевского разлома (357°) и осредненным простираием обследованных фрагментов Айнского сейсморазрыва (4°). По широте выход плоскости модельного разлома на дневную поверхность был ограничен фрагментами Айнского сейсморазрыва и варьировался в пределах ± 0.6 км. Максимальная зафиксированная вертикальная подвижка по сейсморазрыву составляет 3 м, тем не менее, вариации данного параметра не ограничивались. Ограничения на геометрические размеры модельного разлома также не накладывались.

Поиск оптимального решения осуществлялся путем минимизации суммы квадратов разностей измеренных и модельных смещений. Построенная оптимальная дислокационная модель Углегорского землетрясения с восточным падением плоскости сейсморазрыва показана на рис. 2, ее численные параметры приведены в табл. 2. Модель хорошо согласуется с измеренными косейсмическими смещениями земной поверхности. Средняя величина разности изме-

ренных и модельных вертикальных смещений составляет всего 8 см, при этом максимальная разность для пункта UG08 не превышает 18 см (табл. 1).

На основе оптимальной дислокационной модели построена схема косейсмических вертикальных смещений земной поверхности в эпицентральной зоне Углегорского землетрясения (рис. 3).

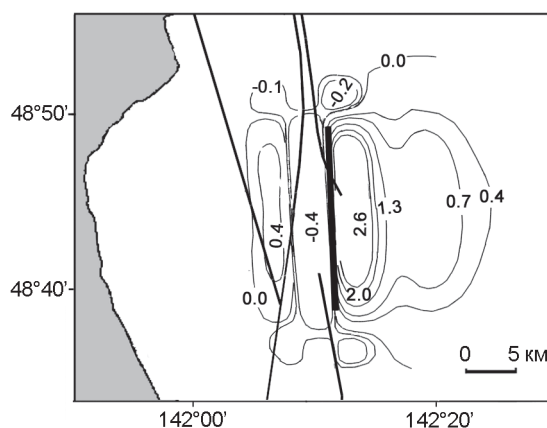


Рис. 3. Схема модельных косейсмических вертикальных смещений земной поверхности в эпицентральной зоне Углегорского землетрясения 4(5).08. 2000 г.

Оцифровка изолиний вертикальных смещений приведена в метрах. Жирной линией изображен выход модельной плоскости сейсморазрыва на земную поверхность. Остальные условные обозначения см. рис. 1.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Выполненное моделирование по оценке точности (сумме квадратов разностей измеренных и вычисленных косейсмических смещений земной поверхности) не отличается от упомянутой выше модели [10]. Оценка точности может быть улучшена моделированием нескольких плоскостей разрыва с разными смещениями по ним. С другой стороны, построенная простейшая дислокационная модель с минимальным количеством определяемых параметров и так весьма хорошо согласуется с уточненными сейсмологическими данными, при этом степень согласования с результатами непосредственного обследования поверхностного сейсморазрыва (по ориентации, максимальной величине вертикального смещения крыльев и отсутствию горизонтальной компоненты смещения) гораздо лучше, чем в модели [10].

Уточненная дислокационная модель позволяет оценить геометрические параметры Айнского сейсморазрыва. Его общая протяженность может достигать 18 км, в то время как обследованные фрагменты зоны сейсмодислокаций составляли около 10 км. Величина максимального вертикального смещения, рассмотренная в модели в качестве варьируемого параметра, близка к наблюдаемому максимальному смещению крыльев сейсморазрыва (табл. 2). Определенные на основе дислокационной модели магнитуда M_w и геодезический момент M_0 практически совпадают с их определением по сейсмологическим данным. Координаты CENTROИДА согласуются с координатами ГИПОЦЕНТРА в пределах одной средней квадратической ошибки по долготе и глубине очага и двух ошибок – по широте, а угол падения модельной плоскости разлома совпадает с углом падения соответствующей нодальной плоскости механизма очага.

Основным отличием уточненных параметров дислокационной модели от параметров, полученных в работе [10], является хорошее согласование местоположения и простиражения модельной плоскости с результатами непосредственного обследования сейсморазрыва, а также отсутствие горизонтальной компоненты смещения по нему (табл. 2).

Главный толчок Углегорского землетрясения спровоцировал в эпицентральной зоне массу сейсмических событий второго порядка (рис. 1а) [2, 4]. Неупорядоченное расположение афтершоков первых суток не обнаруживает прямой связи с Западно-Сахалинским глубинным разломом. В последующем афтершоковый процесс, в основном, развивался восточнее Краснополевского разлома. В поперечном сечении эпицентральной зоны эти афтершоки расположены во взброшенном крыле и достаточно четко

оконтуривают модельную плоскость сейсморазрыва с запада (рис. 1б). Восточная граница облака афтершоков совпадает с предгорьем Западно-Сахалинских гор. Подобное расположение афтершоков может быть связано с различиями физических свойств разнородных блоков земной коры. Только блок, заключенный между Ламанонским вулканическим районом и Западно-Сахалинскими горами, оказался в состоянии разрушаться после изменения напряженного состояния среды, вызванного землетрясением.

Область афтершоков, расположенная к востоку от Краснополевского разлома, хорошо коррелируется с зоной положительных косейсмических поднятий земной поверхности, вычисленных на основе построенной дислокационной модели (рис. 3). Наиболее масштабные вторичные деформации земной поверхности и максимальный макросейсмический эффект главного толчка, достигающий в плейстоценовой области 8–9 баллов по шкале MSK – 64 [2, 4], проявились в районах значительных косейсмических вертикальных смещений, превышающих 0.7 м.

Сведения о периодах повторяемости землетрясений, подобных Углегорскому, для района исследований отсутствуют. Результаты обследования эпицентральной зоны, выполненного М.И. Стрельцовым и А.И. Кожуриным, свидетельствуют, что Айнский сейсморазрыв проявился на месте существовавшего ранее активного разлома, неоднократные подвижки по которому происходили в позднем плейстоцене–голоцене.

Подвижка в очаге Углегорского землетрясения произошла под действием близгоризонтальных сжимающих напряжений, ориентированных субширотно. После землетрясения характер деформирования земной поверхности в зоне Западно-Сахалинского глубинного разлома не изменился. По результатам повторных GPS наблюдений 2005 г. в эпицентральной зоне продолжается процесс интенсивного накопления субширотных горизонтальных деформаций сжатия со скоростью ~ 9 мм/год (рис. 4). Эта величина, скорее всего, является комбинацией постсейсмических и стационарных (вековых) скоростей. Действительно, скорости пунктов UG15 и UG19, первые наблюдения на которых были выполнены в 2001 г., имеют несколько меньшую величину относительно скоростей соседних пунктов UG06 и UG09, наблюдаемых в 2000 г. В этом случае реальная стационарная скорость накопления деформаций субширотного сжатия в районе исследований может составлять 5–7 мм/год, а период повторяемости сейсмических событий, подобных Углегорскому землетрясению 2000 г. по магнитуде и механизму очага, может быть оценен величиной 350–450 лет.

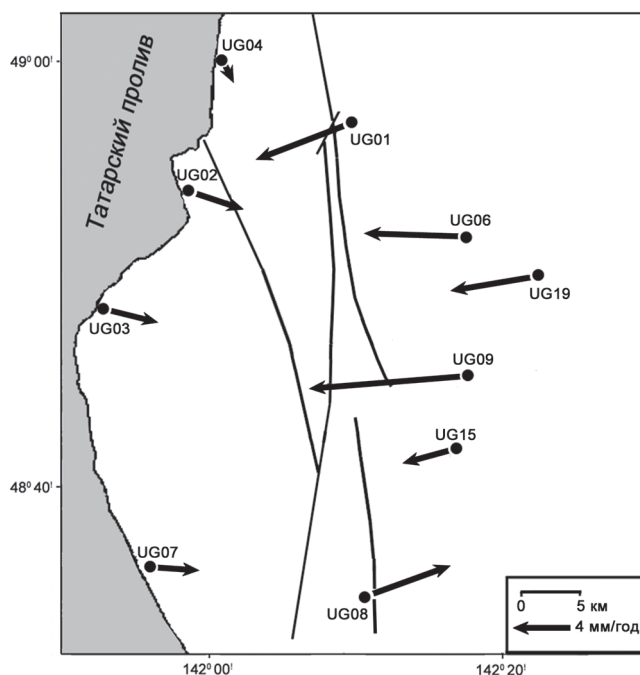


Рис. 4. Схема скоростей горизонтальных смещений за период 2000–2005 гг.

Схема построена относительно станции UGLE (Углегорск). Ошибки скоростей не превышают 1 мм. Остальные условные обозначения см. рис. 1.

ВЫВОДЫ

В результате проведенных исследований методом инверсии измеренных вертикальных косейсмических смещений уточнена дислокационная модель Углегорского землетрясения 4(5).08.2000 г. Построенная модель хорошо согласуется с сейсмологическими данными и результатами обследования поверхностного сейсморазрыва. Установлено, что очаг этого землетрясения – Айнский сейсморазрыв – непосредственно приурочен к Краснополявскому разлому (составной части Западно-Сахалинского глубинного разлома), имеющему субмеридиональное простирание. Тип подвижки в очаге – чистый взброс восточного крыла разлома относительно западного с максимальной амплитудой около 3 м. Оценены геометрические параметры Айнского сейсморазрыва.

Наиболее масштабные вторичные деформации земной поверхности и максимальный макросейсмический эффект главного толчка, достигающий 8–9 баллов, проявились в районах косейсмических вертикальных смещений, превышающих 0.7 м. Афтершоки, в основном, приурочены к взброшенному кры-

лу Краснополявского разлома, которое оказалось в состоянии разрушаться после изменения напряженного состояния среды, вызванного главным толчком.

По результатам повторных GPS наблюдений, в районе исследований продолжается процесс интенсивного накопления субширотных горизонтальных деформаций сжатия, который позволяет оценить период повторяемости сейсмических событий, подобных Углегорскому землетрясению 4(5).08.2000 г., величиной 350 – 450 лет.

Работа выполнена при поддержке грантов ДВО РАН 06-III-A-08-342, 06-III-B-08-375, 06-II-CO-08-030.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология СССР. Т. 33. О-в Сахалин. М.: Недра, 1970. 429 с.
2. Иващенко А.И., Булгаков Р.Ф., Ким Чун Ун и др. Землетрясение 4(5) августа 2000 г. на Сахалине // Проблемы геодинамики и прогноза землетрясений: I Российско-японский семинар, Хабаровск, 26–29 сентября, 2000. Хабаровск, 2001. С. 109–125.
3. Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир, 1985. 264 с.
4. Кофф Г.Л., Булгаков Р.Ф., Иващенко А.И. и др. Предварительная оценка последствий Углегорского землетрясения 4(5) августа 2000 г. на Сахалине. Москва, Южно-Сахалинск, 2000. 66 с.
5. Рождественский В.С. Геодинамическая эволюция Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы // Тихоокеан. геология. 1993. № 2. С. 76–88.
6. Сергеев К.Ф., Никитенко Ю.П., Шульман В.А. и др. Современные вертикальные движения земной коры о-ва Сахалин // Докл. АН СССР. 1981. Т. 257, № 1. С. 202–205.
7. Burgmann R., Segall P., Lisowski M., Svendsen J. Postseismic strain following the 1989 Loma Prieta earthquake from GPS and leveling measurements // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. P. 4933–4955.
8. King R.W., Bock Y. Documentation for the GAMIT GPS analysis software, Release 10.0 - December 2000. MIT, 2002.
9. Kogan M.G., Fairhead J.D., Balmino G., Makedonskii E.L. Tectonic fabric and lithospheric strength of Northern Eurasia based on gravity data // Geophys. Res. Lett. 1994. V. 21. P. 2653–2656.
10. Kogan M.G., Burgmann R., Vasilenko N.F., Scholz C.H., King R.W., Ivashchenko A.I., Frolov D.I., Steblov G.M., Kim Ch.U., Egorov S.G. The 2000 M_w 6.8 Uglegorsk earthquake and regional plate boundary deformation of Sakhalin from geodetic data // Geophys. Res. Lett. 2003. V. 30, N 3. 1102. doi: 10.1029/2002GL016399.
11. Okada Y. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space // Bull. Seismol. Soc. Am. 1985. V. 75. P. 1135–1154.
12. Sandwell D., Smith W.H.F. Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. P. 10039–10054.

*A.S. Prytkov, N.F. Vasilenko***The dislocation model of the 2000 Ulegorsk earthquake source (Sakhalin Island)**

The dislocation model of the Ulegorsk earthquake was constructed using the inversion method of measured vertical coseismic displacements for the rectangular source. Unlike the preceding model based only on the variation of seismological data, the constructed model additionally takes into account the results of surface seismic rupture direct investigations. The conducted investigations allowed us to unambiguously establish that the Ulegorsk earthquake source was confined to the Krasnopolyevskiy fault, which is a constituent part of the West Sakhalin deep fault. The geometrical parameters of the seismic rupture were estimated. The scheme of the coseismic vertical Earth's surface displacements was constructed for the epicentral zone. It is shown that the greatest scale secondary deformations of the Earth's surface manifested themselves in the areas of maximum vertical displacements. According to the results of 2005 GPS observations, a process of intense accumulation of sublatitudinal horizontal compression deformations has been going on. A period of recurrent seismic events similar to the Ulegorsk earthquake was estimated.

Key words: Ulegorsk earthquake, dislocation model, GPS observations, Earth's surface deformation, Sakhalin.

ЮБИЛЕИ

К 90-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ ЮРИЯ МИХАЙЛОВИЧА ПУЩАРОВСКОГО

31 декабря 2006 г. исполняется 90 лет выдающемуся ученому, геологу, академику Юрию Михайловичу Пушаровскому. Его творческий диапазон охватывает огромный круг вопросов от стратиграфии и региональной геологии до теоретических обобщений в области геотектоники, в чем его талант ученого развернулся с наибольшей полнотой. Работы Юрия Михайловича – это яркий пример сочетания логически безукоризненных теоретических построений, основанных на безупречных, тщательно проработанных фактических данных, и новых творческих находок, умения все подчинить определенной научной мысли. Чувство нового, стремление понять еще неизведанные вопросы науки – вот главные стимулы успешной творческой деятельности Ю.М. Пушаровского. Во многих своих работах Юрий Михайлович раскрывает значение теоретических исследований для направления поисковых и разведочных работ.

Ю.М. Пушаровский родился в 1916 г. в Петрограде. В 1937 г. он поступил на почвенно-географический, позднее геолого-почвенный факультет Московского государственного университета, который окончил досрочно в связи с Великой Отечественной войной. В 1941–1945 гг. Юрий Михайлович находился в рядах действующей армии. После демобилизации он работает научным сотрудником в Институте геологических наук АН СССР, из которого в 1956 г. выделился Геологический институт АН СССР. В этом институте Ю.М. Пушаровский заведовал лабораторией тектоники океанов и приокеанических зон. В настоящее время он является советником РАН в Геологическом институте и возглавляет группу тектоники океанов.

Даже краткий очерк научной деятельности Ю.М. Пушаровского дает представление о широте его творческих интересов. Уже его первые самостоятельные работы, связанные с изучением стратиграфии и тектоники Внешней (Скибовой) зоны в Восточных Карпатах, позволили по-новому осветить геологическое строение данной зоны, а собранные материалы легли в основу кандидатской диссертации, которую он успешно защитил в 1950 г.

В дальнейшем Юрий Михайлович долгие годы работал в восточных районах России. В 1950 г. он начинает изучать стратиграфию и тектонику Предверхолянского краевого прогиба и Вилуйской впадины. Практические рекомендации, сделанные Ю.М. Пушаровским на основе тектонического анализа, в дальнейшем подтвердились открытием здесь крупного газового месторождения на Вилуйском поднятии. Исследования в Приверхолянье и на Карпатах послужили основой для написания монографии “Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие” (1959). В ней Юрий Михайлович детально охарактеризовал эту важную категорию структур континентов, имеющую большое промышленное значение, усовершенствовал их классификацию и рассмотрел условия их возникновения и тектонического развития.

Затем следует изучение геологического строения хр. Сетте-Дабан и Приколымского поднятия. Лично собранные материалы и многочисленные литературные данные Юрий Михайлович обобщил в монографии “Приверхолянский краевой прогиб и мезозойды Северо-Восточной Азии”, которую в качестве докторской диссертации блестяще защитил в 1960 г. В этой работе показана правомерность выделения зон мезозойской складчатости, впервые выделены новые структуры, которые Ю. М. Пушаровский назвал подвижными платформами.

Позднее свои исследования Юрий Михайлович распространил на такие плохо изученные районы, как Арктика и Тихоокеанский тектонический пояс. Было произведено тектоническое районирование Арктики и составлена ее первая тектоническая карта, сделан вывод о молодости глубоководных котловин Северного Ледовитого океана.

Научные экспедиции на Сахалин, Камчатку, Сихотэ-Алинь, Кубу, во Вьетнам, КНДР, Японию и Чили, позволявшие лично познакомиться с геологией данных регионов и собрать новые данные по их геологии и тектонике, завершились большими обобщениями. Под редакцией Ю.М. Пушаровского и при его большом личном участии была составлена Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли, на которой были показаны структуры обрамления



Тихого океана и новые типы тектонических форм океанского ложа. В вышедшей вслед монографии “Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли” Юрий Михайлович обосновывает понятие Тихоокеанского тектонического пояса, производит его районирование и делает вывод о древности существования впадины Тихого океана. Данные работы послужили основой для формулирования Ю.М. Пушаровским важнейшего научного вывода о глобальной структурной асимметрии Земли: разделении ее на Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты.

Одной из важных сторон научной деятельности Ю.М. Пушаровского является тектоническая картография. Помимо упомянутых выше тектонических карт Арктики и Тихоокеанской области он активно участвовал в составлении тектонических карт СССР (1953 и 1956 годов издания), Тектонической карты Евразии и Вьетнама, тектонической карты Кубы, Тектонической карты Северной Евразии. В основе последней лежит принципиально новая легенда, отражающая определенные геохронологические рубежи формирования континентальной коры в пределах этого суперконтинента. Каждая карта также была большим практическим вкладом в геологию, так как такие карты являются основой для металлогенических построений. Эти карты получили большое международное признание,

Ю.М. Пушаровский посвятил целую серию работ тектонике Тихого, Атлантического и Индийского океанов. Основываясь на этих исследованиях, Юрий Михайлович развивает самостоятельное направление в науках о Земле, связанное с изучением в литосфере латеральных неоднородностей различного состава и происхождения. По мнению Ю.М. Пушаровского, выяснение закономерностей распределения этих неоднородностей и их происхождения в процессе эволюции Земли позволит подойти к созданию новой, оригинальной тектонической концепции. В связи с этими работами Ю.М. Пушаровского по-новому зазвучали такие важные направления в науках об океане, как разломная тектоника и неотектонические движения океанского ложа. Юрий Михайлович сформулировал принципы тектонического районирования океанов – в своих работах он не устает подчеркивать важность регионально-геологических исследований в Мировом океане.

Ю.М. Пушаровский является одним из создателей учения о тектонической расслоенности литосферы, разработанного учеными Геологического института. Эта концепция, основанная на признании важной роли в тектонике горизонтальных движений, развивает новые мобилистские представления о строении и развитии земной коры и верхней мантии.

В 80-90-х гг. прошлого столетия Ю.М. Пушаровский сформулировал и развил такое важное направление в современной геологии, как нелинейная геодинамика, которое изучает особенности неупорядоченного проявления в пространстве и во времени структурообразующих движений во всей тектоносфере, связанных с взаимодействием различных внутрипланетных и внепланетных факторов. Нелинейная геодинамика является одной из составляющих наступающего нового этапа научной революции, уже обозначившегося в других естественных науках.

В последние годы Ю.М. Пушаровский создал принципиально новую модель строения мантии Земли, отличающуюся существенно более дробным ее расчленением, чем традиционное деление на нижнюю и верхнюю мантии. Она послужила основой для создания модели мантийной геодинамики, основное положение которой заключается в признании того, что тектонические процессы существуют во всех выделенных геосферах и они вызваны тепломас-сопотоками, идущими от границы ядро-мантия и продуцируемыми в самих геосферах.

Теоретические наработки последних лет обобщены Юрием Михайловичем в 2-томной монографии “Тектоника Земли”. В ней рассматриваются глобальная асимметрия планеты, концепция нелинейной геодинамики, строение и геодинамика мантии, движение континентов, строение океанского ложа. Она адресована широкому кругу специалистов в области наук о Земле и послужит для них надежной опорой на пути дальнейшего развития естествознания.

Всего Ю.М. Пушаровским опубликовано более 450 научных работ, в том числе 15 монографий, которые известны не только в нашей стране, но и за ее пределами. Разрабатываемые в них идеи и направления достойно и успешно продолжают развитие исследований отечественной тектонической школы, созданной Н.С. Шатским.

Свою научную работу Юрий Михайлович сочетает с активной научно-организационной деятельностью. Он работал ученым секретарем Института геологических наук АН СССР, ученым секретарем комиссии “Закономерности размещения полезных ископаемых в земной коре как основа для их прогноза на территории СССР”. Под его научным руководством проводились исследования Корякского нагорья, на Камчатке, на Кубе и островах Зеленого мыса. Он возглавлял исследования по изучению вещественного состава и деформаций коры океанов (проекты “Литос” и “Глубинные геосферы”). В настоящее время он руководит работами по тектонике Атлантического океана в рамках Программы Президиума РАН “Фундаментальные проблемы океанологии: геология, физика, биология, экология”, Федеральной целевой программы “Мировой океан” и грантов РФФИ. Все исследования, которыми руководил и руководит Юрий Михайлович, неизменно выполняются на высоком научном уровне, соответствующем, а иногда и превосходящем мировой уровень.

Юрий Михайлович является почетным председателем Межведомственного тектонического комитета, председателем рабочей группы “Тектоника и магматизм” Научного совета РАН по проблемам Мирового океана. С момен-

та образования журнала “Геотектоника” он входит в состав его редколлегии и затем многие годы является его бесменным главным редактором, несколько лет был заместителем главного редактора журнала “Природа”.

Юрия Михайловича всегда интересовали проблемы геологии Тихого океана и его обрамления, его исследования здесь нередко были пионерными. Он с неизменным интересом читает журнал “Тихоокеанская геология”, пишет для него статьи, рецензии, комментарии.

За многие годы Ю.М. Пуцаровским создана большая научная школа по изучению структур земной коры области континентальных окраин, зоны перехода от континента к океану и океанского ложа.

В 1976 г. Ю.М. Пуцаровский был избран членом-корреспондентом, а в 1984 г. – действительным членом Академии наук СССР.

Заслуги Ю.М. Пуцаровского высоко оценены нашей страной и научной общественностью. Он дважды лауреат Государственных премий СССР и РФ: в 1966 г. – за работы по созданию Тектонической карты Евразии, в 1995 г. – за цикл работ “Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования”. Ему дважды (1974 г. и 1979 г.) присуждалась премия им. А. П. Карпинского. В 2003 г. Юрию Михайловичу была присуждена премия РАН им. Н.С. Шатского за серию работ “Тектоника океанов, региональные и общие исследования”. Он неоднократно удостоивался премий МАИК “Наука” и МОИП, медалей ВДНХ. Ю.М. Пуцаровский награжден Золотыми медалями им. А.П. Карпинского и им. П.И. Капицы. За боевые заслуги в Великой Отечественной войне и за самоотверженный труд после ее окончания он награжден орденами Трудового Красного Знамени, Отечественной войны I степени, Красной Звезды, “Знак Почета” и многими медалями. Свое девяностолетие Юрий Михайлович встречает полным творческих сил и планов. Пожелаем же ему в день славного юбилея доброго здоровья, неиссякаемой энергии и новых, больших успехов на благо нашей Родины и геологической науки.

Редколлегия

ПОТЕРИ НАУКИ

ГОНЧАРОВ ВЛАДИСЛАВ ИВАНОВИЧ

(1939–2006 гг.)

Академическая наука Востока России понесла невосполнимую утрату. 8 июля 2006 года после продолжительной болезни скончался видный ученый-геолог, академик РАН Владислав Иванович Гончаров, долгие годы руководивший Северо-Восточным комплексным научно-исследовательским институтом ДВО РАН.

Владислав Иванович родился 24 октября 1939 года в г. Махачкале. Северный маршрут геолога Гончарова начался в уже далеком 1962 году, когда молодой выпускник горно-геологического факультета Северо-Кавказского горно-металлургического института по распределению приехал в п. Хасын Магаданской области, в Центральную геолого-геофизическую экспедицию Северо-Восточного геологического управления. Здесь он прошел хорошую производственную школу на территории Приохотья. В 1966 году по приглашению Н.А. Шило он стал сотрудником СВКНИИ, где прошел путь от младшего научного сотрудника до директора института, который возглавил в 1994 году, в трудное для академической науки время, и успешно руководил им по 2003 год.

С именем Владислава Ивановича Гончарова связано получение фундаментальных данных о физико-химических условиях формирования золото-серебряного и золото-кварцевого оруденения и о флюидных системах рудных месторождений окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов Северо-Востока Азии. Одним из основных его достижений является вывод о прогрессирующей эволюции вулканогенных гидротермальных процессов как главной причине регенерации и реювенации руд месторождений золота.

Огромен вклад В.И. Гончарова в сфере геологии и рудноформационного анализа месторождений благородных и цветных металлов орогенных складчатых поясов Северо-Востока Азии. Под его руководством монографически охарактеризованы крупнейшие месторождения чукотских и яно-колымских мезозойд (Майское, Совиное, Наталка и др.).

Его настойчивость и целеустремленность проявились при изучении платиноносности золоторудных месторождений в черносланцевых толщах, благодаря этим его качествам разрозненные знания о платиноносности руд не только месторождения Наталка, но и Ветренского, Дегдеканского и других подобных объектов Яно-Колымского золотоносного пояса, получили всеобщее признание и дальнейшее развитие. Благодаря исследованиям руководимой им группы проблема платиноносности золоторудных месторождений в черносланцевых толщах привлекла внимание многих геологов России.

Особое место в работах В.И. Гончарова занимали вопросы изучения рудно-магматических систем гранитоидного ряда. Скрупулезные исследования рудно-магматических узлов бассейна р. Колымы и Чукотской складчатой системы позволили ему наметить общие и отличительные черты оловоносных и золотоносных рудно-магматических систем и наметить пути эволюции их флюидной составляющей.

В последние годы Владислав Иванович много внимания уделял проблемам нефтегазоносности магаданского шельфа и вопросам геоэкологии горнодобывающих регионов. Во многом благодаря его уверенной позиции магаданские ученые обосновали высокие перспективы шельфа и настояли на необходимости его скорейшего освоения.

Творческое чутье В.И. Гончарова привело его к проблеме крупнообъемного золотого оруденения с низкосортными рудами. Работы последних лет позволили ему обосновать перспективы Северо-Востока на такие руды, которые сейчас блестяще подтверждаются на месторождении Наталка. По сути, эти его исследования открыли перспек-



тиву для развития нового направления в рудной геологии, связанного с обоснованием масштабов развития крупно-объемных месторождений золота (в т.ч. с платиноидами) и серебра. С полным правом можно сказать, что результаты его фундаментальных исследований нашли широкое применение при прогнозной оценке крупных рудоносных территорий и отдельных месторождений.

Активная жизненная позиция Владислава Ивановича не позволила ему оставаться в стороне от социально-экономических проблем северных регионов, что привело его к избранию в период с 1993 по 1994 годы председателем Магаданского областного совета депутатов трудящихся. Владислав Иванович был блестящим организатором, при котором академическая наука Северо-Востока России получила второе дыхание и была востребована территорией в полном объеме. Неоценим его вклад в стратегию развития Магаданской области. Под его руководством и при его непосредственном участии разработан проект Договора «О разграничении предметов ведения и полномочий между органами государственной власти РФ и органами государственной власти Магаданской области» (1995–96 гг.). В 2000 году под научным руководством В.И. Гончарова большим коллективом была разработана “Стратегия развития топливно-энергетического потенциала Северо-Востока Российской Федерации”, которая была включена в аналогичный по содержанию и структуре документ по Дальневосточному экономическому району в целом.

В 2001–2002 гг. В.И. Гончаров являлся членом рабочей группы Госсовета РФ по проблемам северных территорий; научным руководителем, ответственным исполнителем и одним из разработчиков Концепции проекта федерального закона “Об основах государственной политики Российской Федерации в районах Крайнего Севера и приравненных к ним местностях”. В документе большое внимание уделено концептуальным вопросам развития геологоразведочной отрасли, в том числе организации обязательного научного сопровождения проектов минерально-сырьевого содержания на всех этапах их разработки и реализации.

Большое внимание В.И. Гончаров уделял педагогической деятельности, возглавляя кафедру поисков и разведки полезных ископаемых Магаданского филиала Хабаровского политехнического института, а затем и сам филиал. Многие из его учеников стали высококвалифицированными специалистами горно-геологического производства в регионе.

Научная деятельность Владислава Ивановича была признана и по заслугам оценена общественностью: кандидат наук в 1971 г., доктор – в 1981 г., профессор в 1990 г., член-корреспондент РАН в 2000 г., действительный член РАН в 2003 году. Он являлся членом международной ассоциации исследователей генезиса рудных месторождений – JGOD (1996 г.), был награжден Почетным дипломом и “Золотым знаком” участника XXVII Международного Геологического Конгресса, был Лауреатом премии РАН имени академика В.А. Обручева (2002 г.). За большой вклад в развитие производительных сил Северо-Востока был награжден орденом Трудового Красного Знамени.

В.И. Гончаров был членом редколлегии научных журналов ДВО РАН (“Тихоокеанская геология”, “Вестник ДВО РАН”), трудов СВКНИИ и журналов “Колыма” и “Колымские Вести”.

В.И. Гончаров оставил после себя более 300 научных работ, среди которых 12 монографий, более 40 крупных проблемных обзоров по Северо-Восточному и Дальневосточному регионам.

Ушел из жизни выдающийся российский геолог, широко известный научной общественности не только в России, но и за рубежом своими трудами по проблемам металлогении рудоносных территорий и генезиса месторождений полезных ископаемых.

Когда говорят, “его жизнь была отдана Северу”, то это в полной мере относится к Владиславу Ивановичу Гончарову. Светлая память о нем – Ученом, Организаторе, Человеке – навсегда останется в сердцах всех, кто его знал.

Коллеги, друзья, редколлегия

МАРКЕВИЧ ПАВЕЛ ВЛАДИМИРОВИЧ

(1934–2006 гг.)

5 октября 2006 г. на 73 году жизни после продолжительной болезни ушел из жизни главный научный сотрудник, профессор, доктор геолого-минералогических наук, бывший заведующий лабораторией осадочной геологии Дальневосточного геологического института ДВО РАН Павел Владимирович Маркевич.

Павел Владимирович родился 1 сентября 1934 г. в Кымпулунге (Румыния), где закончил начальную школу. В 1944 г., после освобождения Молдавии от фашистов, переехал в г. Кишинев, где окончил с золотой медалью среднюю школу, а в 1956 г. – геологический факультет Кишиневского государственного университета. В том же году по распределению он приехал в Приморье и в течение ряда лет работал в полевых партиях Приморского геологического управления на должностях от младшего геолога до начальника партии. Ему поручалось проводить геологосъемочные и тематические работы на территории практически всего Приморского края. Богатый полевой опыт и знания послужили Павлу Владимировичу хорошей базой для дальнейших плодотворных научных исследований.

С 1964 г. и до конца жизни трудовая деятельность Павла Владимировича была связана с Дальневосточным геологическим институтом ДВО РАН. За это время он прошел путь от младшего научного сотрудника до заведующего лабораторией. В 1968 г., после окончания заочной аспирантуры, он защитил кандидатскую диссертацию, а в 1989 г. – докторскую. В 1977 г. возглавил лабораторию осадочных формаций.

Научная деятельность Павла Владимировича была сосредоточена на изучении структурно-вещественных комплексов Дальнего Востока России, их эволюции и особенностей вещественного состава. В многочисленных полевых экспедициях им были собраны, обработаны и обобщены богатейшие материалы по геологии и литологии Сихотэ-Алиня, Приамурья, Сахалина, Камчатки. Он неоднократно участвовал в морских исследованиях на научно-исследовательских судах Академии наук.

Павел Владимирович одним из первых в нашей стране начал изучение такого своеобразного формационного комплекса, как флиш. Им были описаны основные типы флишевых формаций, развитых на территории Дальнего Востока, рассмотрены и обобщены особенности флишевой седиментации, ее места и роли в формировании земной коры.

В дальнейшем Павел Владимирович и возглавляемый им научный коллектив уделяет особое внимание комплексному изучению вещественного состава осадочных пород из различных по возрасту и происхождению комплексов Российского Дальнего Востока. Под его руководством была разработана и в дальнейшем усовершенствована методика всестороннего изучения состава пород с целью получения объективной информации об геодинамических обстановках их формирования, источниках питания и условиях седиментации.

Результаты научных изысканий Павла Владимировича были опубликованы более чем в 100 научных работах, из которых 11 монографий. Помимо вопросов литологии и осадконакопления в них рассматривался широкий круг вопросов, связанных с геологией, палеогеографией и тектоникой зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану.



Своими знаниями и богатым опытом П.В. Маркевич щедро делился с молодыми геологами, читал лекции в Дальневосточном государственном университете, Дальневосточном техническом университете, Институте фундаментальных и прикладных проблем. Под его руководством было защищено более 10 диссертаций. В 1988–2000 годах он был заместителем председателя специализированного совета по защите диссертаций при Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН.

Обладея разносторонними знаниями и большим опытом, Павел Владимирович вел активную научно-организационную деятельность. В разные годы он был членом Общих собраний Российской академии наук и ее Дальневосточного отделения, Объединенного совета по наукам о Земле при Президиуме ДВО РАН, председателем секции вулканогенно-осадочного литогенеза Межведомственного литологического комитета РАН и его представителем на Дальнем Востоке, был руководителем исследований, проводившихся в рамках ряда всероссийских и международных программ по изучению осадочных пород и процессов.

Павел Владимирович Маркевич навсегда останется в памяти друзей, коллег и учеников как крупный ученый, прекрасный организатор, замечательный человек.

Редколлегия

НЕДАШКОВСКИЙ ПЕТР ГРИГОРЬЕВИЧ

(1927–2006 гг.)

2 октября 2006 г. ушел из жизни доктор геолого-минералогических наук, профессор, кавалер орденов Трудового Красного Знамени и Великой Отечественной войны, двух боевых медалей за Отвагу, а также нескольких Юбилейных медалей, заслуженный геолог РСФСР, главный научный сотрудник ДВГИ ДВО РАН Недашковский Петр Григорьевич. Он родился 1 ноября 1927 г. в с. Городищи Житомирской области. С ноября 1944 г. принял участие в Великой Отечественной войне, сначала на Карельском фронте в качестве сына полка, а затем рядовым солдатом в боях с Японией в Маньчжурии и Корее, был контужен и тяжело ранен. В 1949–1952 гг. работал во Владивостокском горкоме ВЛКСМ, где занимался поисками беспризорников и определял их в детские дома. В 1952–1957 гг. он учился на горном факультете Дальневосточного политехнического института им. Куйбышева по специальности “геология и разведка месторождения полезных ископаемых”, был ленинским стипендиатом, институт окончил с отличием.

По направлению поступил на работу в геологический отдел ДВ филиала СО АН СССР. В 1958 г. П.Г. Недашковский участвовал в геологических экспедиционных исследованиях в Китае. С 1963 г. после окончания аспирантуры и защиты кандидатской диссертации работал младшим, а затем – старшим научным сотрудником Дальневосточного геологического института. С октября 1978 г. он руководил сектором геологии и минеральных ресурсов зоны БАМ ДВ геологического института. В 1981 г. он успешно защитил докторскую диссертацию.

Главное научное направление исследований П.Г. Недашковского – петрология, геохимия, рудоносность и геохимическая типизация гранитоидов. Впервые для Дальнего Востока России им изучена геохимия редких и рудных элементов в гранитоидах этого региона, также детально изучены граниты рапакиви на юге Алданского щита и ассоциирующие с ними редкометалльно-редкоземельные месторождения, разработана петрогеохимическая систематика гранитоидов, предложена новая геохимическая типизация гранитоидов на основе барий-рубидий-стронциевых отношений.

Результаты научных исследований П.Г. Недашковского опубликованы в 150 работах, в том числе в 10 монографиях.

Под руководством П.Г. Недашковского подготовлены и защищены четыре кандидатские диссертации.

Петр Григорьевич был глубоко порядочным человеком, внимательно относящимся к людям. Это в полной мере ощутили на себе ещё его однокурсники, многим из которых он, как фронтовик и член КПСС, помогал решать проблему с общежитием. Всегда доброжелательный и улыбчивый, он легко сходилась с людьми. С ним было приятно общаться и трудиться, а его обязательность и умение организовать работу неизменно приводили к успеху. С уходом Петра Григорьевича из жизни для многих из его однокурсников, ставших впоследствии коллегами по работе, завершился романтический период в жизни ДВГИ, одним из первых и наиболее талантливых молодых специалистов которого он был.

Соратники, коллеги, друзья и ученики Петра Григорьевича глубоко скорбят о безвременном уходе его из этой жизни.



Редколлегия

ВЛАСОВ ГЕОРГИЙ МИХАЙЛОВИЧ

(1912–2006 гг.)

25 октября 2006 г. на 95 году жизни скончался Георгий Михайлович Власов – выдающийся исследователь Дальнего Востока, талантливый геолог с мировым именем, доктор геолого-минералогических наук, профессор, заслуженный деятель науки СССР.

Семь монографий и более 300 научных статей, которые не потеряли актуальность и в настоящее время, – таково его научное наследие. Трудно найти современную работу по металлогении, рудогенезу и тектонике, в которых не было бы ссылок на его работы.

Георгий Михайлович родился 7 апреля 1912 г. на Алтае в селе Каменка Барнаульского района. Трудовая биография Г.М. Власова типична для многих геологов-ученых старшего поколения. После окончания в 1931 г. Владивостокского промышленно-экономического техникума работал прорабом и начальником геологических партий. Одновременно заочно учился на горном факультете Дальневосточного политехнического института и в 1939 г. успешно его закончил. С 1939 г. он занимался геологическими изысканиями в должностях начальника геологических и тематических партий, главного инженера и начальника экспедиции. Это было время становления планомерных геологических исследований на Дальнем Востоке, время настоящих энтузиастов, закаленных в борьбе с трудностями и приносивших в жертву любимому делу благополучие уютных кабинетов и материальный достаток. Именно к этой плеяде геологов-первопроходцев относится Г.М. Власов – пионер исследований многих, до тех пор слабо освоенных районов Камчатки, Курильских островов, Приморья и Приамурья. Работы уже раннего периода научной деятельности Г.М. Власова отличались новизной и глубиной проработки материала. Достаточно отметить, что его кандидатская диссертация, посвященная характеристике третичных отложений Сихотэ-Алиня, была единогласно признана в 1950 г. докторской.

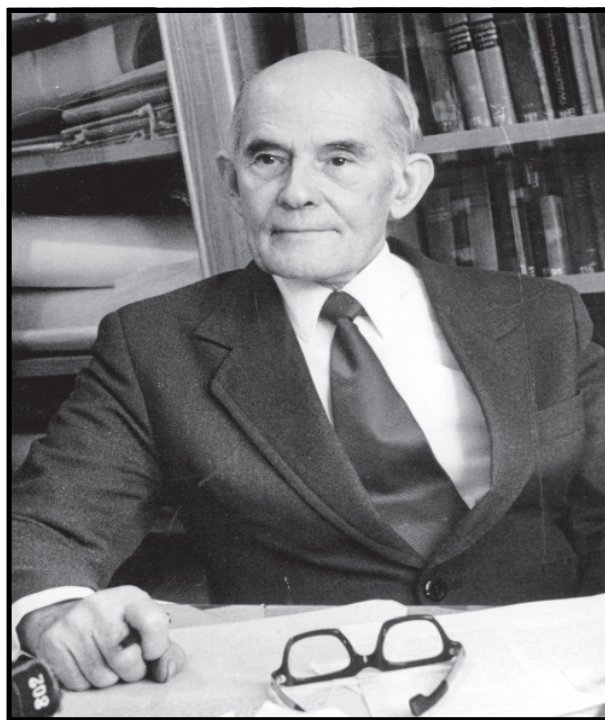
Г.М. Власову, как одному из крупнейших знатоков Камчатки, было поручено составление тома “Геология СССР”, посвященного геологическому строению и полезным ископаемым Камчатки и Курильских островов.

В 1964 г. совместно с М.М. Василевским была опубликована монография “Гидротермально измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения”, ставшая на многие годы настольной книгой геологов-поисковиков. Дальнейшее развитие проблема гидротермального рудообразования получила в фундаментальной коллективной монографии “Вулканогенные серные месторождения и проблемы гидротермального рудообразования” (1971 г.). Этими исследованиями были впервые установлены пространственно-временные закономерности вулканогенного рудообразования, способствовавшие научно обоснованному поиску гидротермальных месторождений. Исследования последних лет блестяще подтвердили эти пионерские открытия.

В 1962 г. Георгий Михайлович организовал и возглавил лабораторию вулканогенных формаций – первое академическое подразделение геологического профиля в г. Хабаровске, вошедшее в 1975 г. в состав Института тектоники и геофизики, где он проработал до последних дней своей жизни. В это время на повестку дня встают теоретические вопросы тектоники. Здесь пригодились широта знаний и постоянная практическая нацеленность Г.М. Власова.

Г.М. Власов долгие годы был активнейшим членом редколлегии журнала “Тихоокеанская геология”.

Беззаветная преданность делу науки, любовь и боль за свою страну, принципиальность, сочетающиеся с исключительной скромностью и чуткостью к окружающим, снискали ему огромное уважение коллег, многочисленных учеников, последователей и всех, кто общался или просто был знаком с ним. Для всех нас Георгий Михайлович был и останется примером настоящего русского интеллигента в самом высоком значении этого слова.



Редколлегия