

ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ

№ 2 / 2017

Основан в марте 1933 года

Журнал выходит шесть раз в год

УЧРЕДИТЕЛИ



Министерство природных ресурсов и экологии
Российской Федерации



Российское геологическое общество



Центральный научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главные редакторы: С.А.Аксенов
А.И.Иванов

С.С.Вартанян,
Н.В.Милетенко (зам. главного редактора),
Т.М.Папеско (зам. главного редактора),
А.И.Черных (зам. главного редактора)

Бюро

Е.М.Аксенов, А.И.Варламов, А.И.Жамойда,
А.К.Корсаков, А.А.Кременецкий, В.С.Круподеров,
М.И.Логвинов, Г.А.Машковцев, Н.В.Межеловский,
И.Ф.Мигачев, А.Ю.Розанов, Г.В.Ручкин,
Г.В.Седельникова, И.Г.Спиридонов,
В.И.Старостин, Е.Г.Фаррахов

Редсовет

Содержание

<i>Киселев Е.А.</i> Поздравление с Днем геолога	3	ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ	
МИНЕРАГЕНИЯ			
<i>Черных А.И., Ветров Е.В., Пихутин Е.А.</i> Геологическое строение и металлогения западной части Восточно-Таннуольского рудного района (Республика Тыва) – на основе новых геохимичес- ких и изотопно-геохронологических данных	4	ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ	
МЕСТОРОЖДЕНИЯ РУДНЫХ И НЕРУДНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ			
<i>Серавина Т.В., Инякин А.В., Кузнецов В.В., Мурзин О.В., Заятдинов М.Р., Конкина А.А., Кудрявцева Н.Г.</i> Особенности и условия накопления вулканогенно- осадочных отложений нижнего кембрия (Салаир- ский кряж)	22	ДИСКУССИИ	
<i>Митрофанов Н.П.</i> О методологии прогноза, поисков и оценки скры- тых плутоногенных месторождений	31	<i>Калмыков Н.П.</i> Местонахождение Удунга (Западное Забайкалье, Россия): геология и фауна млекопитающих раннего плиоцена	76
<i>Мельников А.В., Степанов В.А.</i> Сугджарский рудно-россыпной узел Приамурской золотоносной провинции: геологическое строение и перспективы золотоносности	42	<i>Кучин Е.С.</i> Россыпей без коренных источников не бывает.....	83
РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ		ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ	
<i>Изосов Л.А., Крамчанин К.Ю., Ли Н.С., Огородний А.А.</i> Позднепермские кольцевые структуры островов залива Петра Великого (Японское море)	51	70-летие Валерия Ивановича Ваганова	86
		90-летие Анатолия Ансовича Фельдмана	87
		Памяти Владислава Юрьевича Зайченко	88

Редакция: *Т.М.Папеско, А.З.Добросердов*
Компьютерная верстка *А.В.Кондратьев*

Журнал включен в Перечень рецензируемых научных изданий

Подписано в печать 12.04.2017

Адрес редакции: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1
Телефон: (495) 315-28-47. Факс: (495) 315-43-47. E-mail: ogeo@tsnigri.ru
Сайт электронной библиотеки: <http://elibrary.ru>

Типография ФГУП ЦНИГРИ



**Уважаемые коллеги, работники
геологической отрасли!**

От всей души поздравляю вас с профессиональным праздником!

История праздника ведет отсчет с 31 марта 1966 года, когда Указом Президиума Верховного Совета СССР был учрежден День геолога, как официальное признание государством той важнейшей роли, которую сыграла отечественная геология в обеспечении экономики страны минеральными ресурсами.

Ежегодно в этот день мы чествуем смелых, целеустремлённых, преданных делу людей, настоящих первопроходцев, тех, кто выбрал нелегкую геологическую профессию по велению души и сердца, кто связал свою жизнь с напряженным трудом изучения и разведки полезных ископаемых.

Особую благодарность в этот день хочу выразить ветеранам отрасли, тем, кто стоял у её истоков. Уверен, ваш трудовой путь послужит примером для молодой смены. Самоотверженными усилиями многих поколений геологов были открыты и разведаны тысячи месторождений полезных ископаемых, которые стали надежной основой успешного развития экономики России.

Сегодня геологи России успешно решают задачи геологического изучения и развития минерально-сырьевой базы страны. Результаты работы геологической отрасли говорят сами за себя. Только в 2016 году в России было открыто 40 нефтегазовых месторождений и 60 месторождений твердых полезных ископаемых.

За последние годы страна получила существенный прирост запасов нефти, газа, титана, молибдена, вольфрама, меди, коренного золота.

В канун праздника я хочу поблагодарить Вас за повседневный кропотливый труд и пожелать Вам крепкого здоровья, счастья, благополучия, новых геологических открытий и успехов во всех делах!

Заместитель Министра
природных ресурсов и экологии
Российской Федерации –
руководитель Федерального агентства
по недропользованию

Е.А.Киселев

Геологическое строение и металлогения западной части Восточно-Таннуольского рудного района (Республика Тыва) – на основе новых геохимических и изотопно-геохронологических данных

А.И.ЧЕРНЫХ (Федеральное государственное унитарное предприятие Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ); 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1),
Е.В.ВЕТРОВ (АО «Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья»; 630091, г. Новосибирск, Красный пр., 67; ФГБУН «Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН»; 630090, г. Новосибирск, проспект Академика Коптюга, 3),
Е.А.ПИХУТИН (АО «Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья»; 630091, г. Новосибирск, Красный пр., 67)

Приведены результаты анализа геологических, геохимических и металлогенических материалов по территории Восточно-Таннуольского рудного района. В основу выводов положены вновь полученные данные при проведении работ по составлению Госгеолкарты-200/2 листа М-46-Х. Дана геологическая и геохимическая характеристика вулканогенных и интрузивных пород, с интерпретацией геодинамических условий их формирования. На основе анализа геологических и вновь полученных изотопно-геохронологических датировок вулканогенных и интрузивных комплексов сделаны выводы о возрасте формирования пород и основных металлогенических этапов. Разработана схема металлогенического районирования, рассмотрены пространственно-временные закономерности распределения полезных ископаемых и параметры связи полиметаллического, золоторудного и медно-порфирирового оруденения с вулканогенными и интрузивными комплексами. Дана оценка прогнозных ресурсов и предложены направления по постановке поисковых и прогнозно-металлогенических работ.

Ключевые слова: Восточно-Таннуольский рудный район, магматизм, вулканогенно-осадочные комплексы, изотопно-геохронологические данные, золото, медь, свинец, цинк, металлогения, прогнозные ресурсы.

Черных Александр Иванович
Ветров Евгений Валерьевич
Пихутин Евгений Александрович



chernykh@tsnigri.ru

Geological structure and metallogeny of East Tannuol ore district western part (Tyva Republic) – new geochemical and isotope-geochronological data

A.I.CHERNYKH, E.V.VETROV, E.A.PIKHUTIN

Analytical results of geological, geochemical and metallogenic materials on East Tannuol ore district are presented. The conclusions are based on the new data obtained in compilation of the state geological map 200/2, sheet M-46-X. Geological and geochemical characterization is given for volcanogenic and intrusive rocks, their geodynamic formational conditions are interpreted. Based on the analysis of geological and the new isotope-geochronological dating of volcanogenic and intrusive complexes, conclusions on the age of rock formation and main metallogenic stages are made. Metallogenic regionalization scheme is developed, spatial and temporal regularities of mineral distribution and association parameters of polymetallic, gold and porphyry copper mineralization with volcanogenic and intrusive complexes are considered. Inferred resources are evaluated and directions for prospecting and prediction/metallogenic activities are proposed.

Key words: East Tannuol ore district, magmatism, volcanogenic-sedimentary complexes, isotope-geochronological data, gold, copper, lead, zinc, metallogeny, inferred resources.

Восточно-Таннуольский рудный район (ВТРР) расположен на юго-западе Республики Тыва, в южной российской части Алтае-Саянской металлогенической провинции (рис. 1). Для района характерна насыщен-

ность разновозрастными вулканогенными и интрузивными комплексами пород. Здесь закартированы одни из наиболее представительных разрезов островодужных раннекембрийских вулканогенно-осадочных

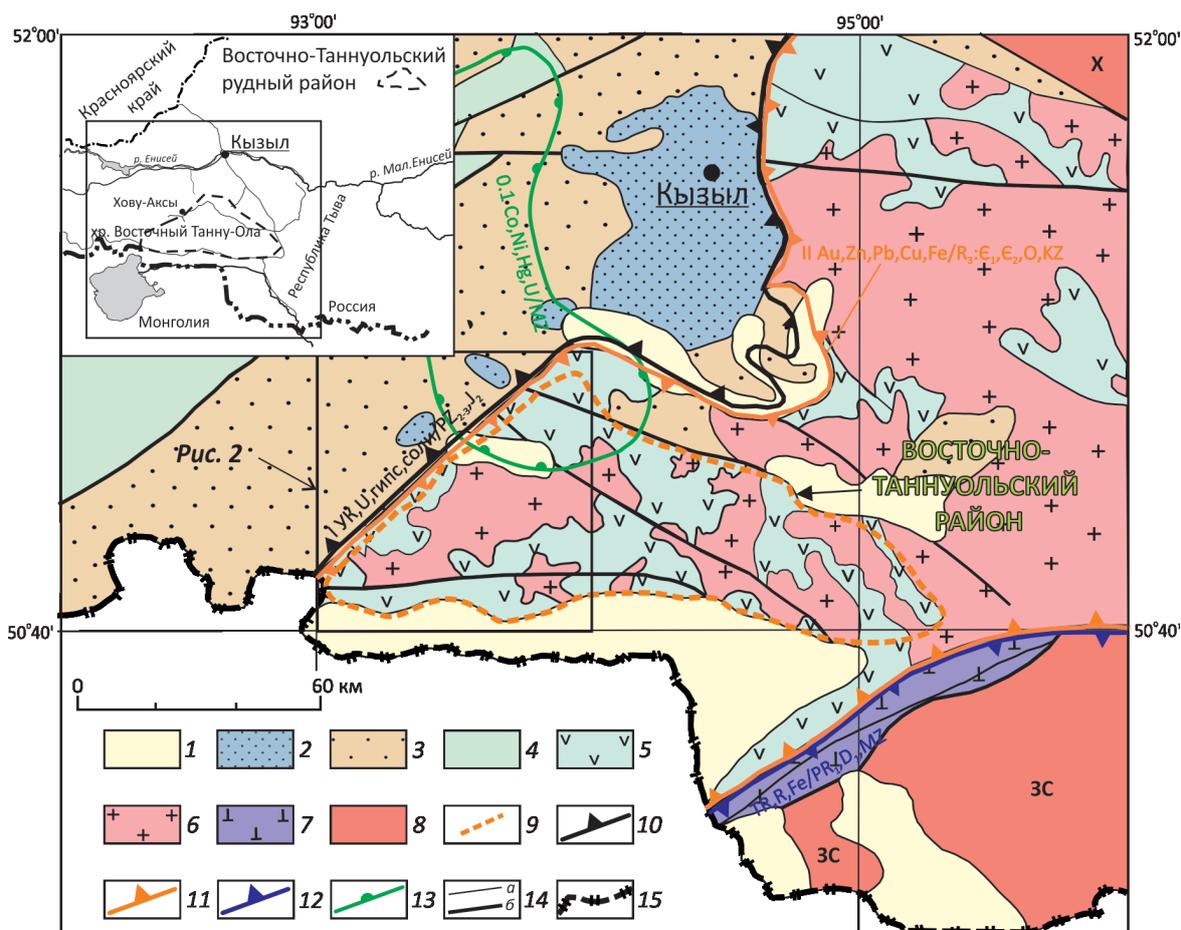


Рис. 1. Схема геолого-структурного положения Восточно-Таннуольского рудного района:

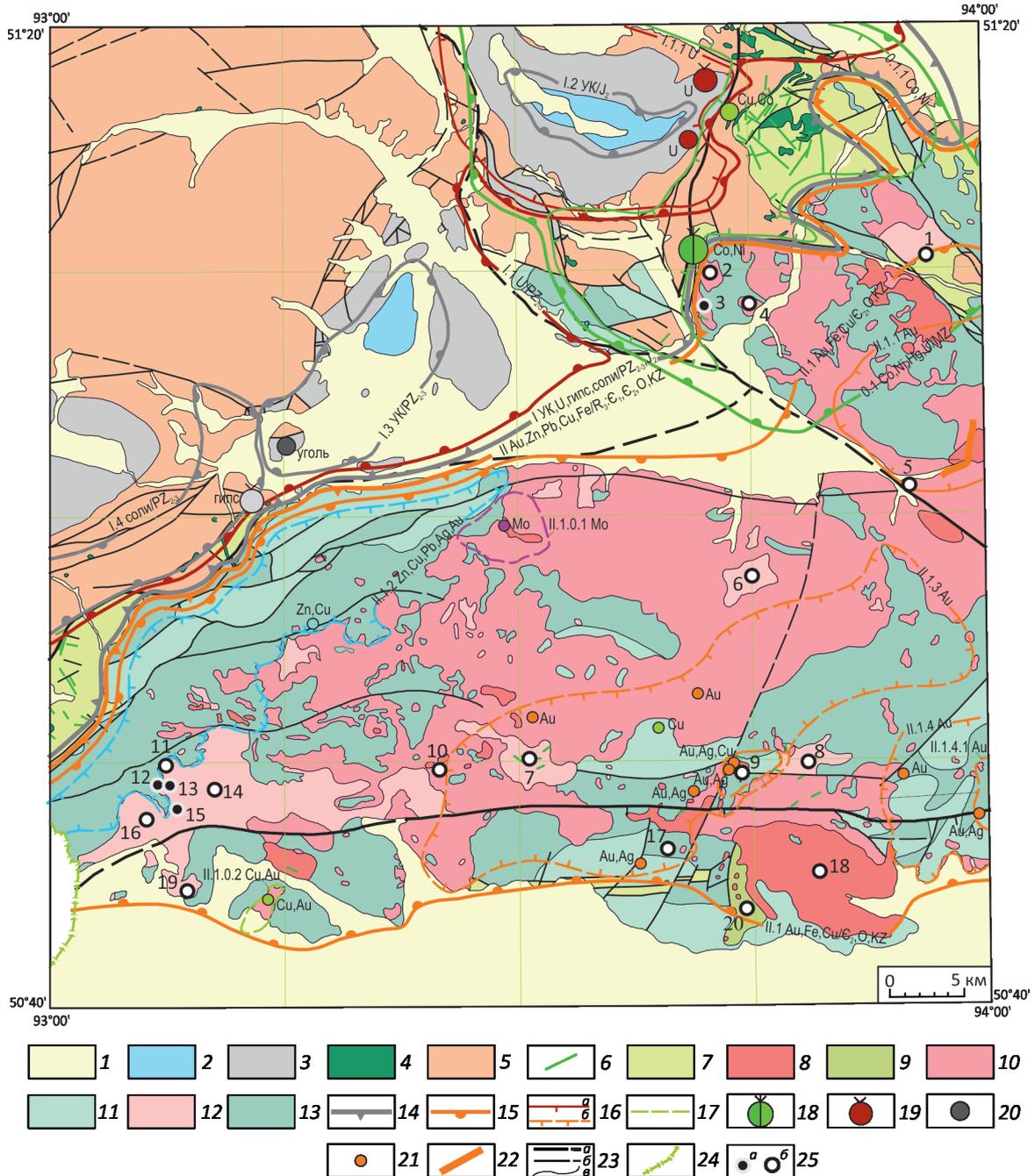
1–2 – впадины: 1 – выполненные кайнозойскими континентальными отложениями, 2 – выполненные мезозойскими угленосными осадками; 3 – средне-верхнепалеозойские породы Центрально-Тувинского прогиба; 4 – карбонатно-терригенные осадки каледонской Западно-Саянской складчатой системы; 5–6 – структуры Таннуольско-Улугуйской складчатой системы: 5 – раннекембрийские островодужные вулканогенно-осадочные породы, 6 – кембрийско-ордовикские интрузивные породы аккреционно-коллизии ассоциации (габбро, диориты, гранитоиды, плагиограниты); 7 – венд (?)–раннекембрийские породы Агардакского офиолитового пояса; 8 – Западно-Сангиленский (ЗС) и Харальский (Х) выступы, сложенные глинистыми сланцами, гнейсами и мраморами протерозойско-рифейского возраста; 9 – граница Восточно-Таннуольского рудного района; 10–12 – металлогенические зоны: 10 – Центрально-Тувинская I (U, каменный уголь, соль), 11 – Таннуольско-Улугуйская II (Au, Cu, Pb, Zn, Fe), 12 – Сангиленская (Li, Ta, Nb, редкоземельные металлы, Fe); 13 – Баян-Хольский рудный район (Co, Ni, Cu); 14 – границы между геологическими подразделениями (а), разломы (б); 15 – граница Российской Федерации

комплексов и многочисленные кембрийско-ордовикские интрузии, сформированные в аккреционно-коллизии геодинамической обстановке [3–5].

Геология и металлогения юго-западной Тывы изучалась преимущественно в 1960–1970-х гг. Большинство этих работ были сконцентрированы вблизи Хову-Аксинского Ni-Co месторождения и в пределах Центрально-Тувинского прогиба, где установлены месторождения урана, соли и каменных углей. ВТРП характеризуется плохой геологической и поисковой изученностью. На большей части этой территории не проводились геолого-съёмочные работы масштаба

1:50 000. Вещественная характеристика пород, как правило, ограничивается петрографическими и единичными петро- и геохимическими данными. Возраст стратифицированных комплексов определялся на основе их соответствия подобным комплексам более изученных районов Алтае-Саянской складчатой области. Возраст интрузивных массивов обосновывался единичными изотопно-геохронологическими определениями и геологическими данными [3–5].

Сведения о закономерностях размещения и локализации полезных ископаемых ВТРП носят отрывочный характер и получены преимущественно в процессе



проведения ГСР-200, тематических и научно-исследовательских работ. Поисковые работы на медь, свинец, цинк, золото и железо проводились в крайне незначительном объеме в 1960-х гг. При геохимических поисках масштаба 1:200 000 в конце 1980-х гг. выполнялись заверочные горные работы на отдельных аномалиях. В результате были выявлены многочисленные поисковые признаки золотого, полиметаллического, железного и медного оруденения. Специализированные поисковые работы на золото были начаты только в 2012 г. в южной части района на Деспенской [1] и в 2015 г. на Ургайлыгской площадях.

В настоящей статье представлены результаты анализа геологических, геохимических, изотопно-геохронологических и металлогенических данных, полученных при проведении ГДП-200 листа М-46-Х в 2014–2016 гг. в западной части ВТРР, с учетом материалов предшествующих работ. Использование этих данных позволяет по-новому подойти к пониманию закономерностей размещения и локализации полезных ископаемых и решению проблем расчленения магматических комплексов не только в пределах ВТРР, но и всей Алтае-Саянской складчатой области (АССО).

Рис. 2. Обзорная схема геологического строения западной части Восточно-Таннуольского рудного района:

1 – кайнозойские отложения; 2 – юрская угленосная моласса; 3 – каменноугольные терригенные породы; 4 – торгалыгский сиенит-габбровый комплекс (D_3-C_1); 5 – девонские вулканогенно-осадочные, терригенные и терригенно-карбонатные отложения Центрально-Тувинского прогиба (D_1-D_3); 6 – базитовые дайки (PZ_3-MZ); 7 – ордовикско-силурийские терригенные и терригенно-карбонатные отложения Центрально-Тувинского прогиба (O_3-S_2); 8 – арголикский гранодиорит-гранитовый комплекс (O); 9 – деспенская андезит-риодацитовая толща (O_3); 10 – таннуольский габбродиорит-гранодиорит-плагиогранитовый комплекс (E_{2-3}); 11 – ирбитейская свита: базальты, андезиты, туфы, рифогенные известняки с прослоями туффитов и алевролитов (E_1); 12 – майнский габбро-плагиогранитовый комплекс (E_1); 13 – кадвойская и серлигская свиты объединенные: базальты, андезиты, дациты, риолиты, туфы основного, среднего и кислого составов, прослои глинистых известняков; 14–17 – границы металлогенических подразделений: 14 – металлогенических зон, 15 – рудных районов, 16 – рудных узлов (а) и прогнозируемых рудных узлов (б), 17 – прогнозируемых рудных полей; 18–21 – месторождения и проявления с указанием вида полезных ископаемых (Ni, Co – никеля и кобальта, гипса, Au – золота и др.): 18 – крупное, 19 – среднее, 20 – малое, 21 – проявление; 22 – малое месторождение россыпного золота; 23 – главные (а) и второстепенные (б) разломы, границы между геологическими подразделениями (в); 24 – Российско-Монгольская государственная граница; 25 – здесь и далее на рисунках 6 и 7 места отбора проб, для которых получены изотопно-геохронологические данные: датировки по материалам предшественников (а) и вновь полученные авторские данные (б), цифрами указан порядковый номер проб в табл. 3; *металлогенические подразделения*: I – Центрально-Тувинская галит-гипс-уран-каменноугольная металлогеническая зона: I.1 – Южно-Тувинский урановорудный район, I.1.1 – Как-Хольский урановорудный узел, I.2 – Онкажинский угольный район, I.3 – Актальский угольный район, I.4 – Дус-Дагский соленосный район (гипс, галит); II – Таннуольско-Улугуйская железо-медь-полиметаллически-золоторудная металлогеническая зона: II.1 – Восточно-Таннуольский железо-медь-полиметаллически-золоторудный район, II.1.1 – Элегест-Межегейский золоторудно-россыпной узел, II.1.2 – Ирбитейский прогнозируемый золото-серебро-полиметаллический узел, II.1.3 – Аптаринский прогнозируемый золоторудный узел, II.1.3.1 – Деспенское золоторудное поле, II.1.4 – Шивилигский прогнозируемый золоторудный узел, II.1.4.1 – Онгешское прогнозируемое золоторудное поле, II.1.0.1 – Улуг-Сайлыгское прогнозируемое медно-молибденовое рудное поле, II.1.0.2 – Ак-Чаринское прогнозируемое золото-молибден-медное рудное поле; 0.1 – Баян-Хольский медно-никель-кобальтовый рудный район; 0.1.1 – Хову-Аксинский никель-кобальтовый рудный узел

Геолого-структурное положение и геологическое строение. Восточно-Таннуольский рудный район расположен в юго-западной части каледонской Таннуольско-Улугуйской складчатой системы (см. рисунки 1 и 2). С севера каледонские комплексы граничат с породами Центрально-Тувинского герцинско-эпигерцинского прогиба, а с юга – перекрыты кайнозойскими отложениями Убсу-Нурской впадины. Центрально-Тувинский прогиб сложен преимущественно терригенными и карбонатно-терригенными отложениями континентальных фаций ордовик-силурийского и девонского возраста. В нижней части разреза пород прогиба встречаются вулканогенно-осадочные разновидности (D_1), а в верхней – угленосные терригенные осадки (C_{1-2}). Наиболее молодые породы прогиба представлены юрскими угленосными молассовыми отложениями, которые слагают наложенные Онкажинскую и Актальскую впадины (см. рис. 2).

В пределах ВТРП выделяются комплексы пород островодужной и аккреционно-коллизийной ассоциаций [3–7]. Проведенные авторами данной публикации работы позволили существенно уточнить строение, состав и стадии формирования пород ВТРП. В образования островодужной ассоциации включены раннекембрийские вулканогенно-осадочные породы кадвойской, серлигской и ирбитейской свит, интродуцированные массивами плагиогранитного, реже габброидного состава, отнесенные авторами к майнскому комплексу. К породам аккреционно-коллизийной ассоциации отнесены массивы габбродиорит-гранодиорит-плагиогранитовой

формации (таннуольский комплекс, E_{2-3}) и гранит-лейкогранитовой формации (арголикский комплекс, O). Становление пород таннуольского комплекса происходило на ранней, а арголикского – на завершающей стадии аккреционно-коллизийного этапа формирования Таннуольско-Улугуйской складчатой системы.

Островодужная ассоциация пород. На основании полученных авторами геологических данных можно предположить, что формирование островодужных вулканогенно-осадочных пород ВТРП происходило в две стадии. На ранней формировались вулканиты толейтовой серии базальт-андезит-риолитового состава с прослоями туфов, туффитов и известняков кадвойской и серлигской свит. На более поздней стадии образовывались вулканогенно-терригенно-карбонатные породы ирбитейской свиты.

Кадвойская свита сложена лавами, туфами базальтов, реже андезибазальтами, андезитами и их туфами с редкими прослоями и линзами известняков, туфоконгломератов, лав и туфов кислого состава. Ее состав довольно однороден и выдержан в пределах всего ВТРП.

Серлигская свита перекрывает отложения кадвойской свиты, сложена лавами и туфами низкощелочных риолитов и плагиориолитов, реже андезитов, андезибазальтов, базальтов, туфоконгломератами, туфогравелитами, туфоалевролитами, туфопесчаниками, известняками, часто глинистыми. Соотношения породных разновидностей не выдержаны, сильно меняются по площади. В целом состав серлигской свиты более «пестрый», чем кадвойской.

1. Средние содержания петрохимических элементов в породах магматических комплексов (в %)

Группа пород	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	ΣFe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
<i>Кадвойская свита</i>										
Базальты (3)	49,47	16,24	1,48	12,56	0,22	4,85	9,20	2,75	0,30	0,19
Андезитобазальты (1)	53,61	17,15	1,37	10,17	0,18	4,36	5,17	5,06	0,53	0,22
<i>Серлигская свита</i>										
Базальты (20)	49,05	17,81	0,89	10,94	0,18	5,33	9,75	2,97	0,51	0,13
Андезитобазальты (19)	54,97	16,51	1,02	9,58	0,17	3,68	6,14	4,20	0,44	0,24
Андезиты (10)	59,37	15,52	1,02	8,93	0,14	2,59	4,73	4,27	1,02	0,28
Дациты (4)	67,05	14,34	0,69	5,72	0,18	1,15	2,47	5,03	1,58	0,17
Риодациты (4)	71,64	13,87	0,31	3,00	0,04	0,31	2,01	3,03	3,98	0,05
Риолиты (6)	75,47	12,09	0,26	3,59	0,07	0,50	1,00	5,04	0,99	0,04
<i>Ирбитейская свита</i>										
Базальты (14)	48,00	16,72	1,20	11,29	0,19	6,19	7,82	2,99	0,71	0,27
Андезитобазальты (2)	56,35	16,18	0,87	7,92	0,13	3,28	6,42	3,89	1,05	0,25
Андезиты (3)	59,68	16,00	0,94	9,44	0,09	2,00	4,97	4,03	0,42	0,19
<i>Деспенская толща</i>										
Риодациты (1)	73,2	13,1	0,23	2,0	0,04	0,4	0,9	4,1	4,1	0,03
<i>Майнский комплекс</i>										
Габбро (4)	50,08	16,40	1,02	12,10	0,20	5,50	8,68	3,28	0,40	0,13
Кварцевые диориты (6)	58,93	16,49	0,66	7,67	0,12	3,68	6,90	3,25	0,42	0,11
Гранодиориты (5)	65,58	14,92	0,54	6,30	0,13	1,68	4,76	3,74	0,58	0,14
Плагииграниты (8)	71,55	13,21	0,41	4,41	0,09	0,80	3,05	4,03	0,60	0,08
Лейкограниты (12)	74,98	12,59	0,27	2,57	0,04	0,44	2,03	4,82	0,38	0,04
<i>Таннуольский комплекс</i>										
Габбро (19)	51,04	17,59	0,90	9,27	0,15	5,52	9,12	3,04	0,71	0,18
Диориты (14)	55,04	17,81	0,84	7,40	0,12	4,29	7,68	3,68	0,99	0,18
Кварцевые диориты (16)	59,09	16,97	0,79	6,65	0,11	3,20	6,17	3,92	1,25	0,20
Гранодиориты (6)	65,20	15,53	0,56	4,68	0,09	1,73	3,45	4,08	2,35	0,15
Плагииграниты (6)	70,22	15,25	0,30	2,94	0,06	0,98	3,08	4,28	1,99	0,09
<i>Арголикий комплекс</i>										
Граниты (20)	71,69	13,78	0,34	2,97	0,05	0,55	1,41	3,98	3,56	0,07
Лейкограниты (48)	75,10	12,73	0,21	2,10	0,04	0,26	0,96	3,67	3,99	0,03

Примечание. Здесь и в табл. 2 в скобках указано число проб.

Петрохимический и геохимический состав пород ВТРР приведен в таблицах 1 и 2. Эффузивы кадвойской и серлигской свит образуют последовательно дифференцированную базальт-андезит-риолитовую ассоциацию. В составе кадвойской свиты присутствуют вулканы нормальной и умеренно щелочной серий, главным образом, основного состава (рис. 3). Вулканические породы серлигской свиты представлены нормальнощелочными и умереннощелочными разностями от основных до кислых пород. Базальты характеризуются натровым уклоном, низкой до умеренной титанистостью, повышенными глиноземистостью, магнезиальностью, пониженной фосфатностью, повышенными содержаниями кальция и железа. Для вулканических пород кадвойской и серлигской свит характерен феннорский тренд дифференциации, принадлежность к толеитовой серии, что отражается в увеличении отношения FeO*/MgO от 1 до 10 с увеличением содержания SiO₂ от 47 до 76%.

Базальтоиды кадвойской свиты характеризуются слабо наклонными положительными, практически субгоризонтальными спектрами распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) с отношением

(La/Yb)_N=1,2–1,6 и отсутствием минимума по европию (рис. 4). Такие спектры РЗЭ типичны для базальтов, формирующихся из слабо обогащенных источников, и, возможно, близких к базальтам океанических плато и окраинных морей. На спектрах РЗЭ базальтоидов серлигской свиты появляется слабый положительный наклон с отношением (La/Yb)_N=1,4–2,6, связанный с незначительным обогащением легкими редкоземельными элементами. Такие спектры РЗЭ указывают на появление более обогащенных источников, из которых формировались базальтоиды серлигской свиты, по сравнению с источниками базальтоидов кадвойской свиты.

Анализ геологических и геохимических данных, положение фигуративных точек базальтов кадвойской и серлигской свит на дискриминантных диаграммах (см. рис. 4) позволяет сделать вывод о том, что, вероятнее всего, формирование вулканогенно-осадочных пород кадвойской и серлигской свит происходило в условиях примитивной (энсиматической) островной дуги.

Авторы установили возраст риодацитов серлигской свиты U-Pb методом (ЦИИ, ФГБУ ВСЕГЕИ). По 10 зернам циркона из риодацитов (табл. 3, обр. 2218-3)

2. Средние содержания редкоземельных элементов и микроэлементов в породах магматических комплексов (в г/т)

Группа пород	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	Hf	Ta	Th	U	Pb
<i>Кавказская свита</i>																										
Базальты (2)	6,69	16,6	2,45	13,8	4,16	1,39	3,99	0,77	5,19	1,1	3,12	0,42	3,12	0,44	4,37	268	28,9	94,9	1,64	0,21	175	2,55	0,1	1,06	0,41	42,4
<i>Сергиская свита</i>																										
Базальты (4)	5,27	12,7	1,86	9,3	2,58	0,9	2,56	0,48	3,04	0,68	1,81	0,27	1,89	0,31	9,52	399	17,5	54,8	0,95	0,2	326	1,3	0,1	0,75	0,28	6,53
Андезитбазальты (3)	7,9	19,3	2,7	11,6	3,06	1,05	3,22	0,53	3,51	0,74	2,14	0,32	2,08	0,34	7,44	297	24,8	95,3	2,53	0,24	232	2,24	0,2	1,43	0,59	6,57
Андезиты (4)	15,5	34,3	5	23,3	5,16	1,63	4,59	0,76	5	1,04	2,91	0,39	2,61	0,4	18	367	28	104	2,73	0,37	344	2,62	0,2	1,82	0,9	6,62
Дацинты (1)	14,3	35,5	4,99	23,1	6,37	1,62	5,64	1,05	6,95	1,46	4,36	0,62	4,33	0,67	2	49,4	41,5	123	2,43	0,1	33,6	3,72	0,1	3,08	0,93	2,3
Риолиты (1)	8,08	20	2,91	15,4	4,68	1,36	4,64	0,77	6,12	1,47	4,33	0,64	4,78	0,72	2,6	38,8	39,7	87,5	1,08	0,15	109	3,26	0,1	0,88	0,72	3,72
<i>Ирбитейская свита</i>																										
Базальты (6)	9,44	22,6	3,23	14,5	3,85	1,19	3,87	0,71	4,57	0,98	2,51	0,36	2,47	0,39	4,44	374	24,7	104	3,32	0,42	170	2,49	0,2	1,04	0,43	4,48
Андезитбазальты (3)	14,4	33,3	4,37	20,1	5,09	1,27	4,69	0,72	4,99	1,08	2,86	0,39	2,77	0,46	7,43	447	27,8	135	3,22	0,42	294	3,52	0,2	3,15	1,11	4,29
Андезиты (2)	8,77	22,2	2,87	14	3,75	1,06	3,89	0,63	4,32	0,98	2,79	0,39	2,73	0,45	9,7	302	27,6	117	1,82	0,18	339	2,96	0,1	1,67	0,63	3,28
<i>Деспенская толща</i>																										
Риодацинты (1)	23,7	49,5	5,54	21	3,89	0,63	3,1	0,47	3,07	0,65	1,92	0,3	2,17	0,38	94,5	111	17,9	140	5,21	1,33	771	4,34	0,4	9,55	3,17	22,1
<i>Майнский комплекс</i>																										
Габбро (4)	4,42	11,7	1,85	9,06	2,75	0,91	2,88	0,51	3,44	0,73	1,95	0,27	1,97	0,31	7,88	322	19,5	52,1	1,2	0,23	267	1,1	0,1	0,45	0,2	3,34
Гранодиориты (1)	7,51	16,4	2,51	11,4	2,92	0,72	2,57	0,46	2,92	0,6	1,74	0,29	1,86	0,31	11,7	313	18,1	107	1,28	0,31	389	2,89	0,1	2,12	0,92	4,63
Плагиограниты (3)	15,1	34,4	4,71	20,4	5,06	0,94	4,46	0,81	5,37	1,2	3,39	0,56	4,07	0,68	34,4	115	32,6	217	6,57	0,31	534	6,11	0,5	6	0,98	2,68
Лейкограниты (3)	9,78	20,1	2,57	11,3	3	0,82	2,98	0,61	4,29	1,01	2,83	0,45	3,41	0,46	38,3	108	26,3	96,6	2,93	0,28	314	3,02	0,3	3,45	0,6	7,27
<i>Таннуольский комплекс</i>																										
Габбро (4)	7,11	16,4	2,48	12,5	3,28	1,07	2,93	0,51	3,05	0,63	1,62	0,23	1,62	0,24	17,3	408	17,2	72,2	1,6	0,32	313	1,91	0,1	0,71	0,35	4,35
Диориты (3)	7,6	17,8	2,65	13,6	3,35	1,35	3,14	0,52	3,15	0,63	1,65	0,23	1,53	0,23	8,54	531	14,4	68,7	2,06	0,22	281	1,88	0,1	0,97	0,44	3,87
Кварцевые диориты (4)	9,3	20,3	2,76	12,5	3,08	0,87	2,78	0,44	2,96	0,64	1,61	0,24	1,62	0,25	19,3	444	16	81,9	3,29	0,3	359	2,19	0,2	1,83	0,48	6,41
Плагиограниты (4)	11,7	26,4	3,32	13,2	2,91	0,73	2,46	0,42	2,71	0,58	1,61	0,25	1,76	0,25	32,9	323	16,1	130	5,64	0,51	633	3,53	0,5	3,49	0,83	6,63
<i>Аргольский комплекс</i>																										
Лейкограниты (9)	28,7	79,9	8,91	38,9	9,92	1,27	8,95	1,74	13,2	3,02	8,4	1,21	8,41	1,28	36,8	29	73,2	275	19,8	0,3	506	8,71	1,3	5,51	1,44	4,89

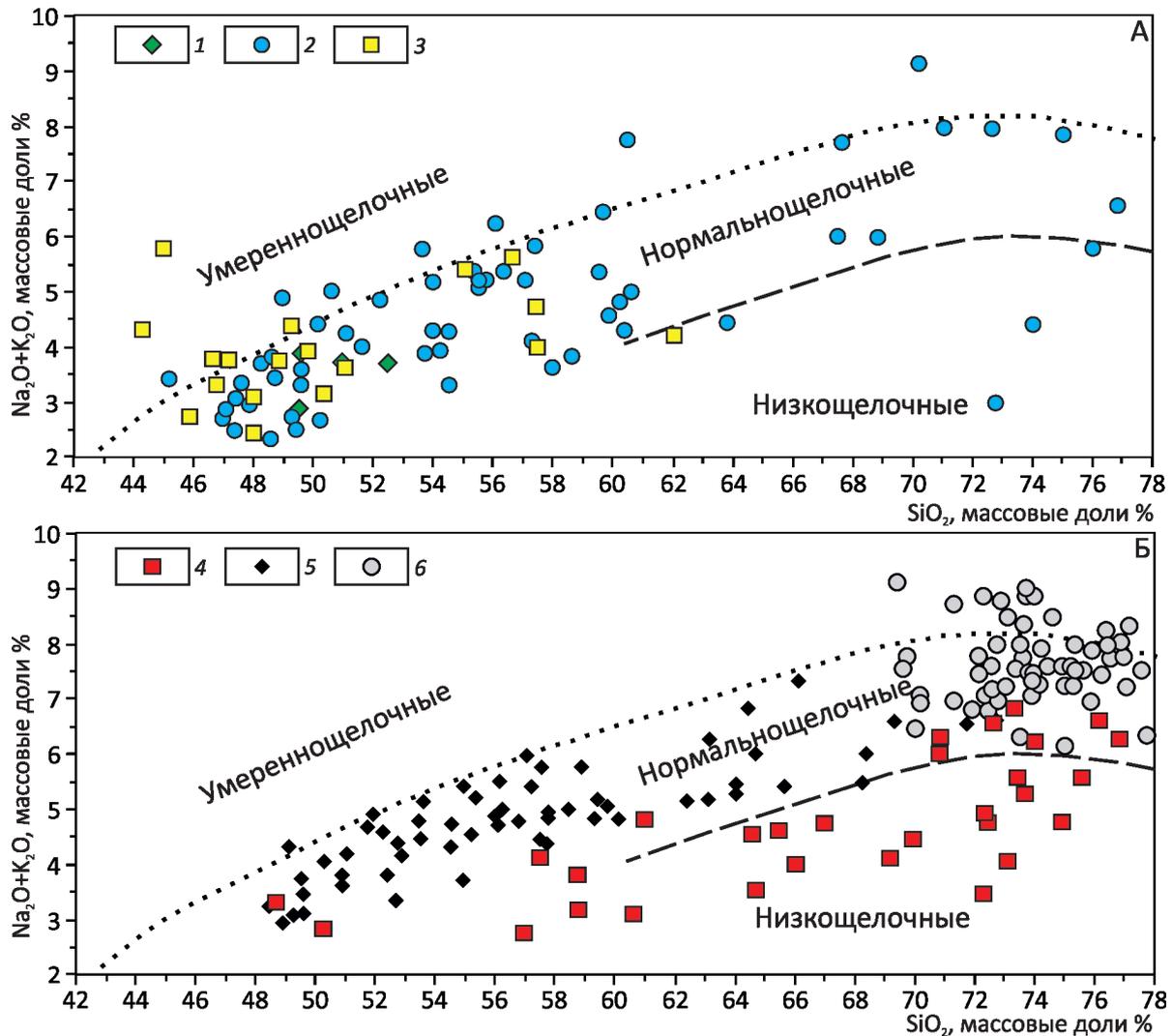


Рис. 3. TAS-диаграмма. Границы типов щелочности приведены по Петрографическому кодексу, 2009:

А – для пород майнского (1), таннуольского (2) и арголикского (3) комплексов; Б – для пород кадвойской (4), серлигской (5) и ирбитейской (6) свит

определен раннекембрийский конкордантный возраст $508,2 \pm 4,7$ млн. лет. По мнению авторов, возраст в некоторой степени омоложен, но, в сочетании с палеонтологическими данными, свидетельствует о раннекембрийском времени формирования вулканитов и сопутствующих им осадков серлигской свиты.

Вулканогенно-осадочные породы кадвойской и серлигской свит прорываются небольшими разобщенными телами неправильной формы габброидов и гранитоидов, отнесенных авторами к майнскому комплексу. Породы разделены на две фазы. Роговообманковые и кварцевые габбро образуют породы первой фазы, а роговообманковые, роговообманково-биотитовые гранодиориты, плагиограниты, тоналиты и лейкоплагиограниты – второй фазы.

Интрузивные образования майнского комплекса в ряду от габбро до лейкоплагиогранитов образуют единый эволюционный тренд, отвечающий высококальциевой низкощелочной тоналит-трондьемитовой серии. По мере увеличения кремнекислотности наблюдается возрастание содержаний $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ и снижение Al_2O_3 , CaO , MgO , MnO , $\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3$ и TiO_2 (см. табл. 1). Гранитоиды майнского комплекса по петрохимическому составу в большинстве своем отвечают низкощелочным породам пониженной калиевоности, относятся к железистому типу $\text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{MgO}) = 0,6 - 0,9$ известковой серии. По содержанию редкоземельных элементов (см. табл. 2) и нормированным по хондриту спектрам их распределения они характеризуются преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми и наличием отрицательного минимума

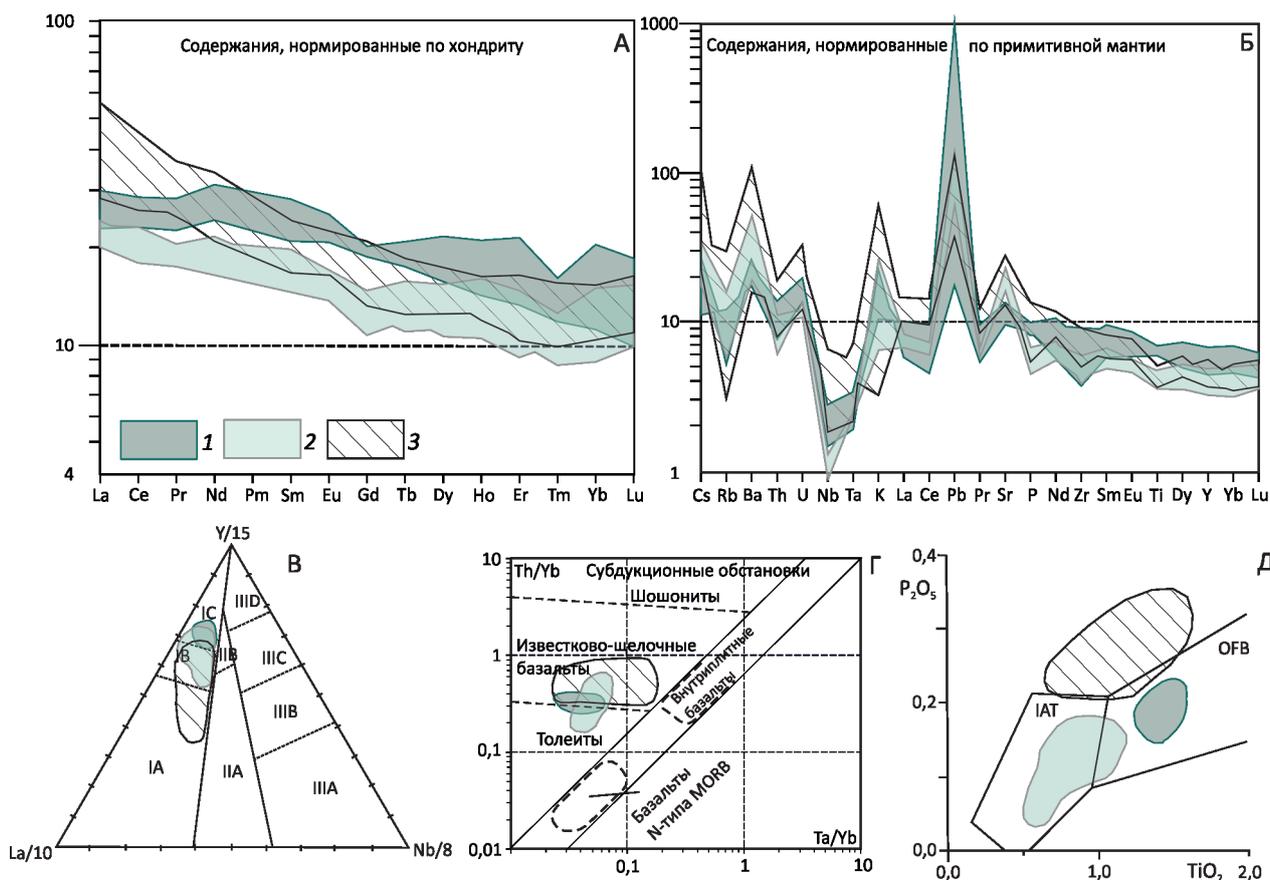


Рис. 4. Дискриминационные диаграммы, мультиэлементные и РЗЭ спектры распределения для вулканических пород основного состава кадвойской, серлигской и ирбитейской свит:

А – спайдердиаграммы редкоземельных элементов; Б – мультиэлементные спайдердиаграммы, нормирование элементов по работе [17]; В – тройная диаграмма La/10–Y/15–Nb/8: поля по работе [1]: I – базальты вулканических дуг (IA – известково-щелочные базальты, IC – островодужные толеиты, IB – известково-щелочные базальты и толеиты), II – континентальные базальты (IIA – континентальные базальты, IIB – базальты задуровых бассейнов), III – океанические базальты (IIIA – щелочные базальты внутриконтинентальных рифтов, IIIB, IIIC – E-тип MORB, IIIB – обогащенные, IIIC – слабообогатенные; IIID – N-тип MORB); Г – диаграмма Ta/Yb–Th/Yb: поля базальтов по работам [13, 14]; Д – диаграмма TiO₂–P₂O₅: поля базальтов по работе [12]: IAT – островодужные толеиты, OFB – базальты океанического дна; свиты: 1 – кадвойская, 2 – серлигская, 3 – ирбитейская

по европию (рис. 5). На мультиэлементных спектрах для майнских гранитов отмечаются положительные аномалии по К и Pb, отрицательные аномалии по Та и Nb, La и Ce, минимумы по Р и Ti, слабый максимум по Sr (см. рис. 5). Наличие минимума по Nb, Та и Ti свидетельствует о присутствии пород островодужного генезиса в источнике магмогенерации.

Результаты ранее проведенных изотопно-геохронологических исследований пород майнского комплекса [4, 5] и вновь полученные авторами результаты U–Pb датирования восьми проб по циркону (ЦИИ ФБГУ ВСЕГЕИ, SHRIMP II) свидетельствуют о формировании пород в интервале 518–541 млн. лет. (см. табл. 3).

Ирбитейская свита с базальными конгломератами в основании перекрывает серлигскую. Отложения свиты характеризуются резкой фациальной изменчивостью, преобладают пестроцветные субаэральные пирокластические фации и широко проявлены рифогенные известняки. Породы представлены вулканитами (базальтами, андезитами, туфами) с большим количеством прослоев и линз туффитов, алевролитов, глинистых известняков, при весьма широком развитии рифогенных археоциатовых известняков.

В состав ирбитейской свиты включены вулканиты нормальной и умеренно щелочной серий (см. рис. 3). Уровень щелочности снижается от базальтов к андезитам. Среди базальтов, андезибазальтов и андезитов

3. Результаты изотопно-геохронологических исследований пород магматических комплексов

Номер п/п	Номер пробы	Порода	Наименование геологического подразделения	Метод	Возраст, млн. лет
1	2044-3	Порфириовидный гранит	Южно-Чумуртукский массив; вторая фаза майнского комплекса	U-Pb	541,4±8,4
2	2012-2	Порфириовидный гранит	Ховуаксинский массив; вторая фаза таннуольского комплекса	U-Pb	505±3
3	182	Гранофир	Ховуаксинский массив; вторая фаза таннуольского комплекса	U-Pb	510±6,3
4	2025-1	Порфириовидный гранит	Усть-Унгешский массив; вторая фаза таннуольского комплекса.	U-Pb	507,8±6,4
5	77	Роговообманковый диорит	Краевая часть Тейдашского массива; первая фаза таннуольского комплекса	U-Pb	496±4,9
6	2092-1	Роговообманковый плагиогранит	Бичесайлыгский массив, вторая фаза майнского комплекса	U-Pb	532,2±5,2
7	4073-2	Порфириовидный гранит	Аптаринский массив; вторая фаза майнского комплекса	U-Pb	526±4
8	4567-3	Порфириовидный гранит	Дыттыгхемский массив; вторая фаза майнского комплекса	U-Pb	534±3
9	2422	Биотит-роговообманковый плагиогранит	Бичесерлигский массив; арголикский комплекс	U-Pb	447±2
10	2168-2	Роговообманковый диорит	Центральная часть Восточно-Таннуольского массива; первая фаза таннуольского комплекса	U-Pb	492,2±5,5
11	3624-2	Роговообманковое габбро	Ирбитейский массив; первая фаза майнского комплекса	U-Pb	529±3
12	ТИ-126	Габбро	Ирбитейский массив; первая фаза майнского комплекса	Ar-Ar	539±6
13	Т-1	Диорит	Западная часть Нижнеирбитейского массива; вторая фаза майнского комплекса	U-Pb	518±2
14	4033-3	Роговообманково-биотитовый гранит	Центральная часть нижнеирбитейского массива; вторая фаза майнского комплекса	U-Pb	524±3
15	РТ-10	Кварцевый диорит	Западная часть Нижнеирбитейского массива; вторая фаза майнского комплекса	U-Pb	521,9±4,1
16	2135-1	Роговообманково-биотитовый гранит	Западная часть нижнеирбитейского массива; вторая фаза майнского комплекса	U-Pb	527±3
17	2218-3	Риолит	Междуречье рр. Биче-Серлиг и Улуг-Серлиг; Серлигская свита	U-Pb	508,2±4,7
18	2226-1	Биотитовый лейкогранит	Кызылдагский массив; Арголикский комплекс	U-Pb	451±4
19	2127-1	Биотитовый лейкоплагиогранит	Краевая часть нижнеирбитейского массива; вторая фаза майнского комплекса	U-Pb	518±3
20	2251-1	Риодацит	Деспенская толща в долине р. Деспен	U-Pb	453,1±3,2

Примечание. Обр. 182 [2], образцы ТИ-126 и Т-1 [5] и обр. РТ-10 [4].

ирбитейской свиты преобладают нормально щелочные разности. Базальты характеризуются натровым уклоном, высокой титанистостью, повышенными глиноземистостью, магнезиальностью и фосфатностью, средними содержаниями кальция, повышенными содержаниями железа. Отношения FeO*/MgO колеблются от 1 до 3, что в сочетании с несколько повышенными содержаниями титана и калия указывает на принадлежность базальтов ирбитейской свиты к группе пород, переходной от толеитовой к известково-щелочной серии.

Для базальтов ирбитейской свиты характерны слабо наклонные положительные спектры распределения РЗЭ

с отношением $(La/Yb)_N=2-3$, с наличием слабой «европиевой аномалии» или ее отсутствием (см. рис. 4). По сравнению со спектрами распределения РЗЭ базальтов серлигской свиты, для базальтов ирбитейской свиты отмечается относительно повышенное содержание редкоземельных элементов. Такие спектры РЗЭ, в различной степени обогащенные легкими РЗЭ, указывают на формирование базальтов в островодужных условиях.

На мультиэлементных спектрах для базальтов ирбитейской свиты отмечаются отрицательные аномалии по Ta и Nb, слабый минимум по Ti, положительные аномалии по Ba, K, Pb и Sr. В целом, мультиэлементные

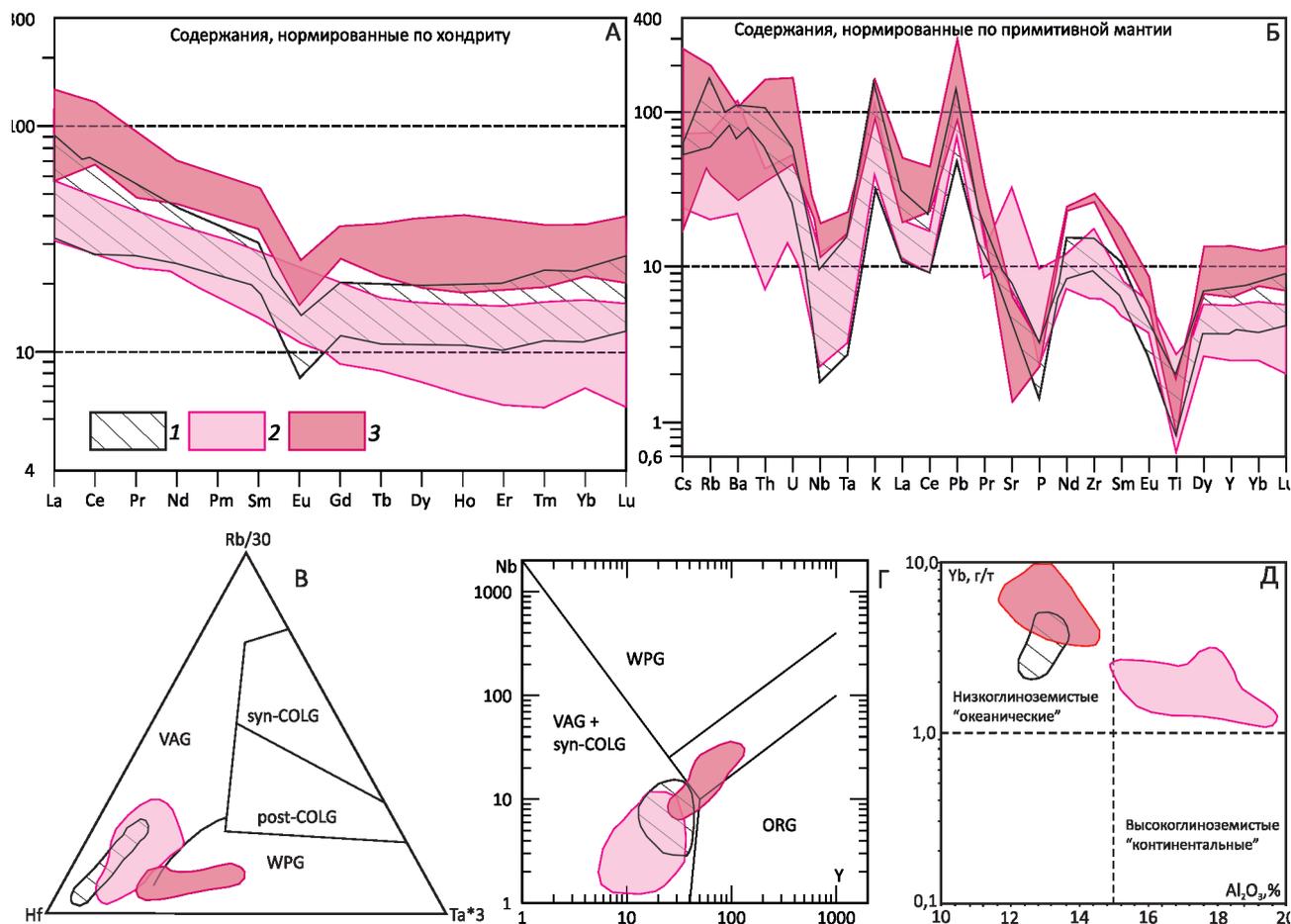


Рис. 5. Дискриминационные диаграммы, мультиэлементные и РЗЭ спектры распределения для гранитоидов майнского, таннуольского и арголикского комплексов:

А – спайдердиаграммы редкоземельных элементов; Б – мультиэлементные спайдердиаграммы; нормирование элементов по работе [17]; В – тройная диаграмма Н.Харриса [11]; Г – дискриминационная диаграмма Дж.Пирса [15]; Д – диаграммы Al₂O₃ – Yb [16]; поля гранитов: syn-COLG – синколлизийных, post-COLG – постколлизийных, WPG – внутриплитных, VAG – островодужных, ORG – океанических хребтов; гранитоидные комплексы: 1 – майнский, 2 – таннуольский, 3 – арголикский

спектры для базальтоидов ирбитейской свиты согласуются со спектрами серлигских базальтоидов. Отличие заключается в амплитуде положительных и отрицательных аномалий, которые для ирбитейских базальтоидов значительно ниже. На дискриминационных диаграммах фигуративные точки базальтоидов ирбитейской свиты попадают в поля толеитовых и известково-щелочных базальтов островных дуг (см. рис. 4).

Аккреционно-коллизийная ассоциация пород. Породы таннуольского комплекса представлены габбро, габбродиоритами, диоритами первой фазы и кварцевыми диоритами, тоналитами, гранодиоритами, плагиогранитами второй фазы. Породы первой фазы нередко обладают признаками гибридного происхождения, породные разновидности второй фазы связаны друг с другом постепенными переходами.

Петрохимический состав пород таннуольского комплекса характеризуется широким диапазоном содержания SiO₂ (48–72%) и общей щелочности (3–7,5%), преобладанием натрия над калием при высоких содержаниях кальция (3–10%). Гранитоиды таннуольского комплекса по петрохимическому составу в большинстве своем отвечают нормальнощелочным преимущественно натриевым породам. Таннуольские гранитоиды относятся к магнезиальному типу FeOt/(FeOt+MgO)=0,5–0,8 известковой и известково-щелочной сериям. По содержанию редкоземельных элементов и нормированным по хондриту спектрам их распределения они характеризуются преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми и наличием в отдельных пробах отрицательного минимума по европию при общем низком содержании редкоземельных элементов.

На мультиэлементных спектрах для таннуольских гранитов отмечаются положительные аномалии по K, Sr и Pb, отрицательные аномалии по Ta и Nb, La и Ce, минимумы по P и Ti (см. рис. 5).

Тантал-ниобиевая аномалия, вероятно, унаследованная от базитовых источников, максимумы по Sr и Pb позволяют предполагать, что родоначальные для пород таннуольского комплекса магмы образовались при плавлении метабазитового субстрата с добавлением древнего корового материала в область магмогенерации. На дискриминационных диаграммах фигуративные точки пород таннуольского комплекса попадают в поля пород островных дуг и коллизионных обстановок (см. рис. 5).

Для гранитоидов таннуольского комплекса в пределах западной части Восточно-Таннуольский рудного района известна одна $510 \pm 6,3$ [2] U-Pb датировка по циркону и вновь получено четыре. Для роговообманковых диоритов первой фазы (образцы 77 и 2168-2) получены значения возраста U-Pb методом – $496 \pm 4,9$ и $492,2 \pm 5,5$ млн. лет. Для плагиогранитов второй фазы (образцы 2012-2 и 2025-1) – 505 ± 3 и $507,8 \pm 6,4$ млн. лет. Таким образом, по геохронологическим данным время формирования пород таннуольского комплекса ограничивается интервалом 510–492 млн. лет.

Арголикский комплекс представлен двуполевошпатовыми, аляскитовыми гранитами, лейкократовыми мелкозернистыми гранитами и гранит-порфирами, которые слагают небольшие, нередко сближенные тела и группы тел. Массивы приурочены к синхронным по возрасту тектоническим зонам субширотного и северо-восточного направлений. Все массивы комплекса, в отличие от массивов таннуольского комплекса, имеют однородный состав и простое строение. Массивы арголикского комплекса прорывают раннекембрийские вулканогенно-осадочные породы, поздне-среднекембрийские гранитоиды таннуольского комплекса и ордовикские вулканы деспенской толщи с возрастом $453,1 \pm 3,2$ млн. лет (см. табл. 3).

По петрогеохимическому составу гранитоиды арголикского комплекса относятся к породам известково-щелочного ряда повышенной калиевоности. В ряду от гранодиоритов к лейкогранитам отмечается закономерное возрастание содержаний $K_2O + Na_2O$ (6,5–8,5%), главным образом, за счет увеличения содержаний калия ($K_2O = 2–5\%$) (см. рис. 3). Содержания натрия в породах, в отличие от калия, варьируют незначительно и уменьшаются по мере увеличения кремнекислотности от 5 до 2,5%. При этом натрий преобладает над калием и лишь в наиболее кислых разностях иногда отмечаются обратные соотношения. Арголикские гранитоиды относятся к железистому типу $FeOt/(FeOt+MgO) = 0,8–1,0$ щелочно-известковой и известково-щелочной сериям.

По содержанию редкоземельных элементов и нормированным по хондриту спектрам их распределения они характеризуются преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми и наличием отрицательного минимума по

европию. Умеренно повышенное значение $(La/Yb)_N$ в сочетании с небольшой отрицательной «европиевой аномалией» характерно для гранитоидов, образующихся за счет коровых сиалических источников. На мультиэлементных спектрах для арголикских гранитов отмечаются положительные аномалии по K и Pb, слабые отрицательные аномалии по Ta и Nb, La и Ce на фоне общего обогащения высокочargedными элементами, ярко выраженные минимумы по Sr, P и Ti. На дискриминационных диаграммах фигуративные точки пород арголикского комплекса попадают преимущественно в поля внутриплитных и коллизионных гранитоидов (см. рис. 5).

Изотопное датирование пород арголикского комплекса проведено U-Pb методом (SHRIMP II) по лейкократовым гранитам Кызылдагского массива (обр. 2226-1) и гранитам Биче-Серлигского массива (обр. 2422). Для образца 2226-1 по 10 зернам получен конкордантный возраст 451 ± 4 млн. лет. Учитывая магматическую природу цирконов, эта изотопная дата принимается авторами за возраст кристаллизации пород арголикского комплекса. Близкий изотопный возраст получен и по биотит-роговообманковым гранитам (обр. 2422) – 447 ± 2 млн. лет. Кроме того, продатирована вновь выделенная по комплексу геологических, изотопно-геохронологических и геохимических данных деспенская вулканогенная толща, которая прорывается лейкогранитами Кызылдагского массива. Конкордантный возраст риодацитов деспенской толщи, определенный по 10 зернам цирконов, составил $453,1 \pm 3,2$ млн. лет (см. табл. 3).

Закономерности размещения полезных ископаемых. Восточно-Таннуольский рудный район расположен на западе Таннуольско-Улугуйской металлогенической зоны (см. рис. 1). С запада и с севера он граничит с Центрально-Тувинской минерагенической зоной, приуроченной к структурам Центрально-Тувинского прогиба, которая характеризуется преобладанием полезных ископаемых осадочного генезиса (см. рис. 2). Здесь установлены месторождения каменного угля коксующихся марок (Актальский и Онкажинский угленосные районы), урана (Южно-Тувинский ураноносный район), галита и гипса (Дус-Дагский соленосный район). С этапом девонской и мезозойской тектономагматической активизации связано формирование медно-никель-кобальт-арсенидного оруденения Баян-Хольского рудного района, где выявлено крупное, в настоящее время отработанное, Хову-Аксинское месторождение и ряд более мелких объектов.

Восточно-Таннуольский рудный район, как и вся Таннуольско-Улугуйская минерагеническая зона, характеризуется преобладанием оруденения, связанного с магматическими комплексами. В пределах западной части ВТРП распространены поисковые признаки золотого, золотосодержащего полиметаллического (Cu, Pb, Zn, Au, Ag), медного, железного и молибденового оруденения (см. рис. 2). Проведенный авторами

комплексный анализ геологических, геофизических и геохимических данных в пределах ВТРП позволил обосновать выделение прогнозируемых Ирбитейского полиметаллического, однотипных Элегест-Межегейского, Аптаринского и Шивилигского золоторудных узлов, а также медно-молибденового Улуг-Сайлыгского и молибден-медного Ак-Чиринского рудных полей.

Ирбитейский прогнозируемый золото-серебро-полиметаллический узел (II.1.2) расположен в юго-западной части Восточно-Таннуольского района (см. рис. 2). Он выделен на основе результатов геолого-съёмочных и тематических работ геологов Тувинской геологоразведочной экспедиции (В.И.Лебедев, В.Н.Чучко, С.А.Яровой и др.), научно-исследовательских работ [1, 6, 7] и вновь полученных авторами настоящей публикации данных.

Поисковые признаки полиметаллической минерализации (Cu, Pb, Zn) приурочены к раннекембрийским вулканогенно-осадочным породам серлигской и ирбитейской свит, которые прослеживаются в юго-западной части ВТРП в виде полосы северо-восточного простирания на протяжении 40 км при ширине 5–10 км (рис. 6). Наиболее широко рудопродуктивные раннекембрийские вулканиты представлены в составе серлигской свиты. Среди них преобладают андезиты, дациты, риодациты, туфы кислого и смешанного составов, менее распространены базальты, риолиты, туфы основного и среднего составов, туффиты. Осадочные породы – известняки, песчаники, алевролиты, часто с примесью туфового материала, слагают прослой, линзы среди вулканитов. В выше залегающей ирбитейской свите количество вулканитов уменьшается.

Полиметаллическая минерализация приурочена к вулканитам, преимущественно среднего и кислого составов серлигской свиты, реже – к породам ирбитейской свиты. Наиболее изученным объектом является проявление цинка, меди и свинца Подперевальное, выявленное по результатам ГСР-50 в 1969 г. (В.И.Лебедев и др.). Оно расположено в верховьях р. Холу (см. рис. 6). Проведенные здесь позднее С.А.Яровым с коллегами геохимические работы позволили на площади 14×3 км выявить участки хлоритовых и кварц-серицитовых метасоматитов протяженностью первые километры и шириной выхода на дневной поверхности от десятков до первых сотен метров. К полю распространения метасоматитов приурочены вторичные ореолы размером до 1×2 км и потоки рассеяния цинка (0,015–0,5%), свинца (0,005–0,2%), бария (0,05–0,5%), меди (0,01–0,5%), марганца (0,01–0,6%), серебра, кадмия, сульфат-иона и золота. Заверка одного из таких ореолов единичными канавами и шурфами позволила установить среди кварц-серицитовых метасоматитов с линзами вторичных кварцитов потенциально рудные зоны с большим количеством пирита (5–20%), сфалерита (1–7%), халькопирита (0,5–5%) и галенита (0,5–3%). Для одной из таких зон в канавах установлены три рудных пересечения с содержанием суммы металлов (Zn+Pb+Cu) около 3,5%

на 2,5 м; около 9% на 7 м и 5% на 20 м. Содержания серебра достигали 131 г/т, а золота – 0,55 г/т. На участках развития сульфидной минерализации отмечается высокая интенсивность аномалии вызванной поляризации (до 5–8%). По геофизическим данным потенциальные полиметаллические рудные зоны предположительно прослеживаются до глубины 300 м.

В процессе проведенных работ авторами установлены поисковые признаки золотосодержащей полиметаллической минерализации северо-восточнее и юго-западнее проявления Подперевальное, во всем поле развития пород серлигской и ирбитейской свит. Выявлены участки развития кварц-серицитовых метасоматитов, вторичных кварцитов и сульфидной минерализации. Наибольшим распространением в зонах сульфидизации пользуются пирит, халькопирит, сфалерит, галенит. Проведенное штучное и бороздковое опробование позволило выявить первичные геохимические аномалии с содержанием (в %): меди 0,1–14,2, свинца 0,01–0,13, цинка 0,1–0,84, бария до >2, а серебра 1–126,6 г/т и золота 0,1–1,6 г/т в пределах Ирбитейского прогнозируемого узла. В аллювиальных отложениях рек Дувилиг, Диргиш, Правый Тэли и др. авторами установлены шлиховые потоки и отдельные шлиховые пробы с баритом, золотом, галенитом, малахитом, anomalно высоким содержанием пирита.

По подавляющему большинству геолого-структурных, геологических, минералогических и геохимических критериев оруденение Ирбитейского прогнозируемого узла подобно оруденению Кызыл-Таштыгского (Туматтайгинского) полиметаллического узла в северо-восточной части Таннуольско-Улугойской металлогенической зоны. Здесь известно крупное по запасам Кызыл-Таштыгское месторождение и несколько недоизученных объектов – Кызыл-Ташское, Улуг-Ойское и другие проявления. Проведенные авторами работы и ранее полученные данные позволили оценить прогнозные ресурсы Ирбитейского узла категории P₃ и апробировать их на НТС ФГБУ ВСЕГЕИ для Zn – 1,2 млн. т, Pb – 0,182 млн. т, Cu – 0,124 млн. т и Ag – около 2 тыс. т.

В южной части Восточно-Таннуольского района авторы выделили *Аптаринский золоторудный прогнозируемый узел* (II.1.3) (см. рис. 2). Он приурочен к юго-восточному контакту Восточно-Таннуольского массива таннуольского комплекса и мелким массивам-сателлитам, прорывающим породы серлигской и ирбитейской свит. Для данного узла установлено наличие потенциально промышленного оруденения золотосульфидно-кварцевой формации жильного и жильно-прожилкового (штокверкового) типов (рис. 7). Поисковые признаки золотой минерализации прослеживаются в полосе, вытянутой вдоль зоны эндо- и экзоконтакта Восточно-Таннуольского массива в северо-восточном направлении шириной около 6–14 км и длиной 44 км.

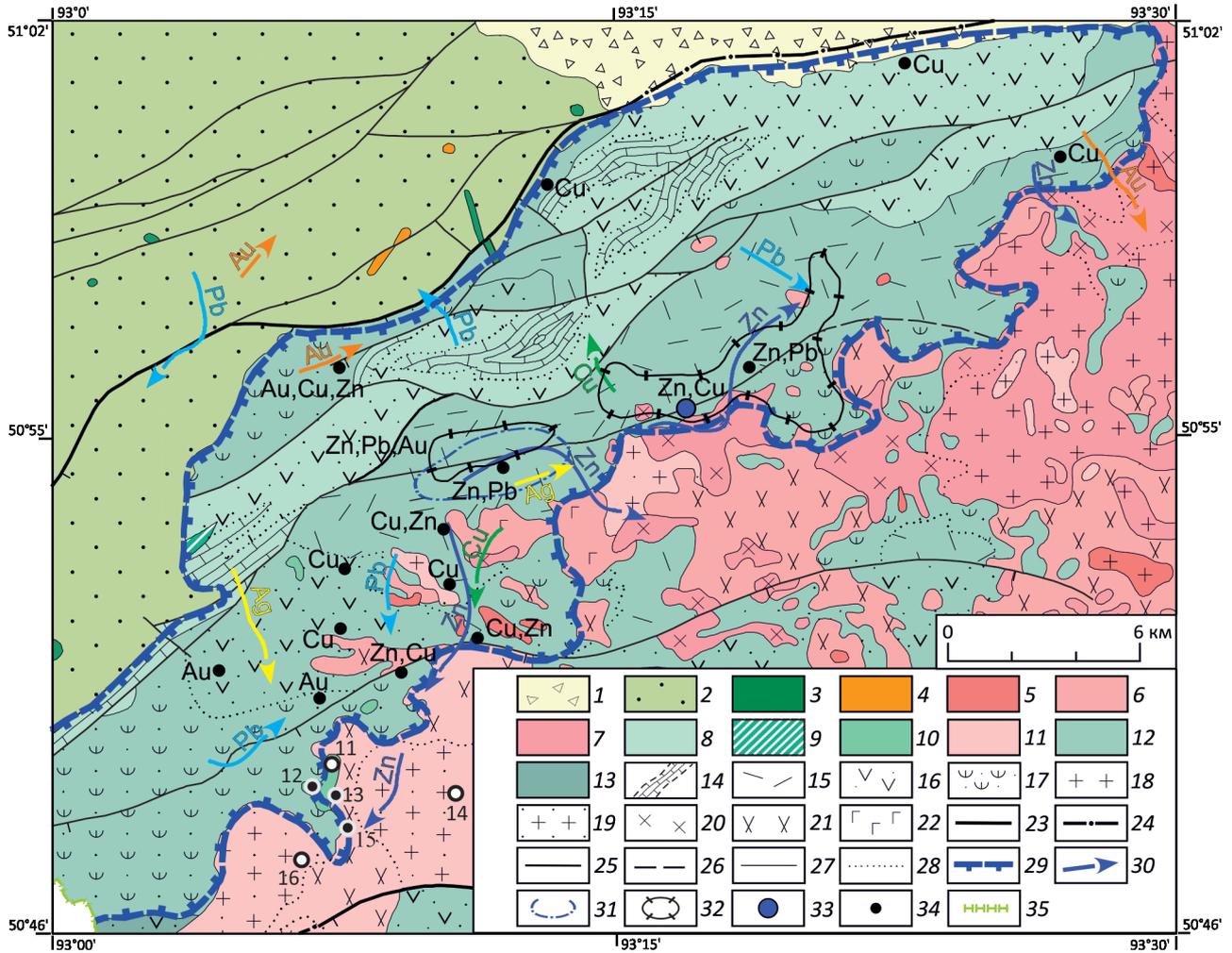


Рис. 6 Геолого-поисковая схема Ирбитейского прогнозируемого золото-серебро-полиметаллического рудного узла:

1 – четвертичные отложения (Q); 2 – ордовикско-девонские терригенные и терригенно-карбонатные отложения Центрально-Тувинского прогиба (O_3-D_3); 3–4 – породы торгалыгского сиенит-габбрового комплекса (D_3-C_1): 3 – основного и 4 – щелочного составов; 5 – породы арголикского гранодиорит-гранитового комплекса (O); 6–7 – породы таннуольского габбродиорит-гранодиорит-плагиигранитового комплекса (E_{2-3}): 6 – габбродиориты и диориты первой фазы, 7 – кварцевые диориты, гранодиориты и плагииграниты второй фазы; 8–9 – вулканогенно-осадочные породы ирбитейской свиты (E_1): 8 – базальты, туфы среднего состава, прослои известняков и туфитов, 9 – силлы базальтовых порфиров и габбродиабазов; 10–11 – породы майнского габбро-плагиигранитового комплекса (E_1): 10 – габброиды первой фазы, 11 – плагииграниты второй фазы; 12 – риолиты, риодациты, андезиты, базальты, туфы среднего, реже кислого и основного составов, туфопесчаники серлигской свиты (E_1); 13 – туфы и базальты кадвойской свиты (E_1); 14 – рифогенные известняки; 15 – лавы кислого состава; 16 – туфы среднего состава; 17 – туфопесчаники; 18 – граниты; 19 – гранит-порфиры; 20 – гранодиориты; 21 – диориты, кварцевые диориты; 22 – габбро; 23–26 – разрывные нарушения: 23 – главные установленные, 24 – главные предполагаемые, 25 – второстепенные установленные, 26 – второстепенные предполагаемые; 27–28 – геологические границы: 27 – между разновозрастными подразделениями, 28 – литофациальные и интрузивных фаций; 29 – контуры Ирбитейского рудного узла; 30 – литохимические потоки рассеяния в донных отложениях Zn, Pb, Cu, Ag, Au; 31 – первичный литохимический ореол Cu, Zn, Pb, Au; 32 – аномалия вызванной поляризации по изолинии 2%; 33 – проявление Cu, Pb, Zn Подперевальное; 34 – пункты минерализации полезных ископаемых; 35 – Российско-Монгольская государственная граница

Специализированные поисковые работы на золото на площади Аптаринского узла проводились только в его южной части сотрудниками АО «СНИИГГиМС» в 2012–2014 гг. В результате выявлено Деспенское

золоторудное поле с типичным для Восточно-Таннуольского района золотосульфидно-кварцевым оруденением, наложенным на магнетитсодержащие скарны [1, 7]. Деспенское золоторудное поле (11 км²)

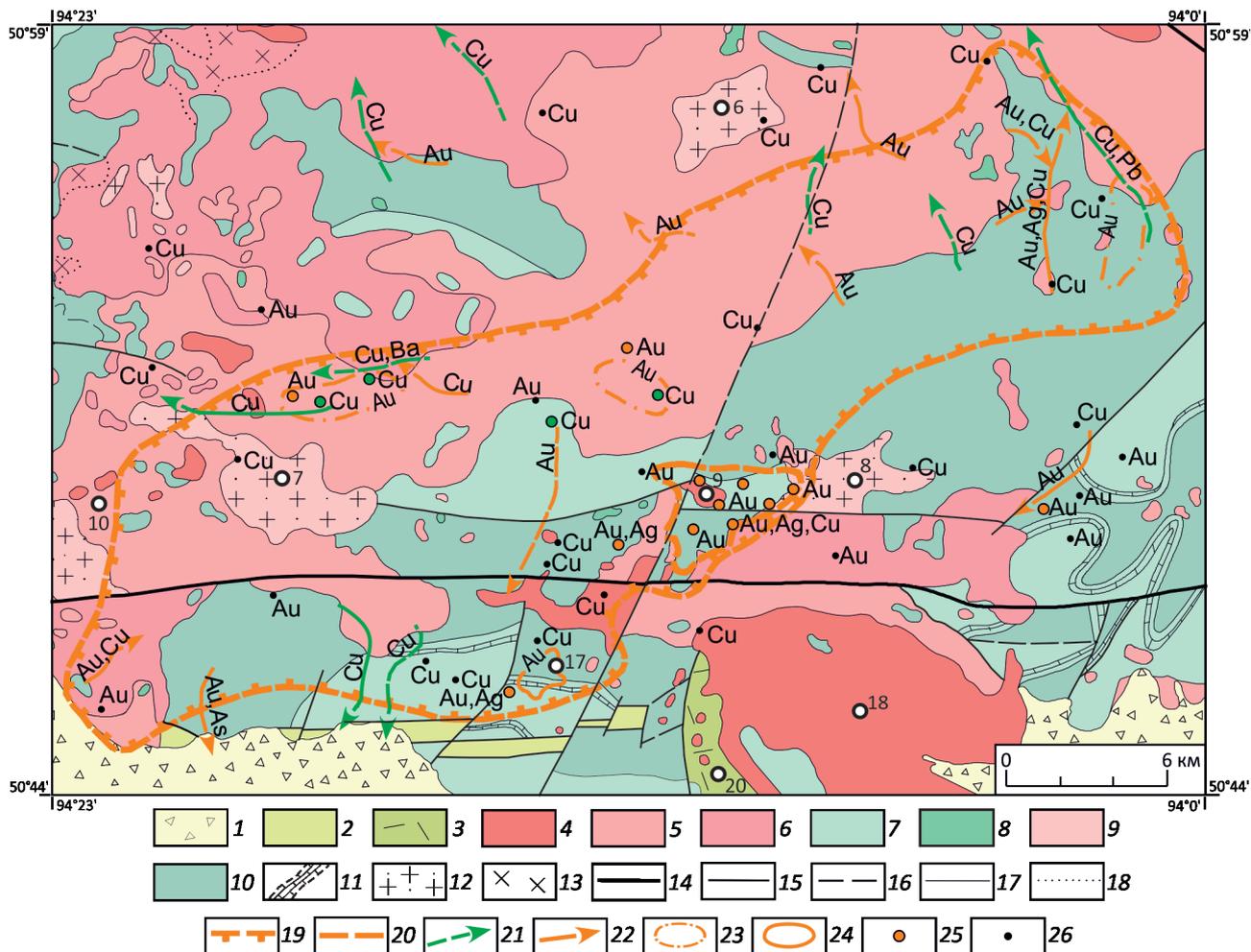


Рис. 7. Геолого-поисковая схема Аптаринского прогнозируемого золоторудного узла:

1–2 – отложения: 1 – четвертичные (Q), 2 – ордовикско-силурийские терригенные и терригенно-карбонатные (O_3-S_2); 3–6 – породы: 3 – деспенской андезит-риодацитовой толщи (O_3), 4 – аргольского гранодиорит-гранитового комплекса (O), 5–6 – таннуольского габбродиорит-гранодиорит-плагиигранитового комплекса (E_{2-3}): 5 – диориты первой фазы, 6 – гранодиориты и плагииграниты второй фазы; 7 – базальты, андезиты и их туфы, туффиты и рифогенные известняки ирбитейской свиты (E_1); 8–9 – породы майнского габбро-плагиигранитового комплекса (E_1): 8 – габброиды первой фазы, 9 – гранит-порфиры и мелкозернистые плагииграниты второй фазы; 10 – андезиты, базальты, риодациты, риолиты, туфы, туффиты, глинистые известняки серлигской свиты (E_1); 11 – известняки; 12 – гранит-порфиры; 13 – гранодиориты; 14–16 – разрывные нарушения: 14 – главные установленные, 15 – второстепенные установленные, 16 – второстепенные предполагаемые; 17–18 – геологические границы: 17 – между разновозрастными подразделениями, 18 – литофациальные и интрузивных фаций; 19 – контуры Аптаринского прогнозируемого золоторудного узла; 20 – контуры Деспенского золоторудного поля; 21 – шлиховые потоки халькопирита и малахита (Cu), галенита (Pb), барита (Ba), золота (Au); 22 – литохимические потоки рассеяния Au, As, Cu; 23 – первичные литохимические ореолы Au; 24 – вторичные литохимические ореолы Au; 25 – проявления Au, Ag, Cu; 26 – пункты минерализации Au, Cu

приурочено к провисам кровли Восточно-Таннуольского, Биче-Серлигского и Деспенского массивов в зоне пересечения крупных разломов северо-восточного (Биче-Сайлыгского) и субширотного (Южно-Таннуольская тектоническая зона) направлений (см. рис. 7).

В пределах Деспенского золоторудного поля по результатам горных, буровых и маршрутных работ уста-

новлены многочисленные проявления и пункты минерализации золота, железа и меди. Выделяется золотая минерализация двух типов – золотоскарновая и золото-сульфидно-кварцевая. Содержание золота в скарнированных породах и скарнах варьирует на уровне 0,01–0,1 г/т. Повышение содержания золота в скарнах до 2–7 г/т, иногда до 86 г/т, отмечается на участках наложенного прожилкового окварцевания и сульфидизации.

Сульфиды представлены преимущественно халькопиритом и борнитом. Золотосульфидно-кварцевая минерализация накладывается на все типы пород – вулканиды, известняки, скарны, диориты и др. По результатам изучения борздовых и керновых проб атомно-абсорбционным и пробирным анализами установлены минерализованные зоны, прослеженные на 1–2 км при средней мощности 8–32 м и среднем содержании золота от 0,2 до 3,2 г/т. В пределах минерализованных зон породы интенсивно окварцованы и сульфидизированы, характерно наличие многочисленных мелких, часто субпараллельных, сульфидно-кварцевых прожилков, реже крупных сульфидно-кварцевых жил. Внутри минерализованных зон выявлены рудные сечения мощностью от 1 до 19,6 м со средним содержанием золота от 2 до 7,4 г/т. По Деспенскому золоторудному полю ФГУП ЦНИГРИ апробированы прогнозные ресурсы золота категории P_2 42,3 т до глубины 100 м и при среднем содержании золота в рудных интервалах более 2 г/т [6].

В пределах всего Аптаринского узла прослеживаются поисковые признаки золотой минерализации, аналогичные выявленной на Деспенском золоторудном поле. В экзоконтактной части Восточно-Тануольского и Биче-Серлигского массива известны находки скарнированных пород с кварц-сульфидной минерализацией и не изученной золотоносностью. Кварцевые жилы образуют одиночные тела, линзы или серии жил мощностью обычно от 0,5 до 1,5 м, в единичных случаях до 9 м. В большей степени жилы распространены в поле интрузивных пород. К участкам повышенной дислоцированности, преимущественно раннекембрийских вулканогенно-осадочных пород, приурочены штокверковые зоны шириной 7–80 м, сложенные маломощными (1–10 см) кварцевыми прожилками. Иногда в штокверках выделяются стволовые жилы мощностью до 1 м, однако потенциально золотоносными являются все породы, насыщенные кварцевыми прожилками.

Кроме кварца в жилах и прожилках встречаются эпидот, хлорит, альбит и анкерит. Рудные минералы – пирит, халькопирит, борнит, халькозин, магнетит, гематит содержатся в переменных количествах, как правило, на уровне 1–5%. Распределение сульфидов в жилах гнездово-вкрапленное, на отдельных участках их количество может достигать 15–25%. Выделяются жилы с преобладанием пирита или халькопирита. Как правило, в жилах с преобладающей халькопиритовой и борнитовой минерализацией содержание золота более высокое и выдержанное. С поверхности в сульфидсодержащих жилах развиты лимонит, малахит, хризоколл, азурит, гетит, гидрогетит.

На водоразделе рек Чайлыг-Хем и Хошуктыг, на площади около 5,4 км², установлено широкое развитие кварцевых жил и прожилков как с пиритовой, так и с халькопиритовой минерализацией. Большая часть обнаруженных жил приурочена к контакту пород таннуольского комплекса и вулканогенных пород, слагающих

небольшие фрагменты (0,5×1 км) в провисах кровли Восточно-Таннуольского массива. Содержания золота в кварцевых жилах меняются в значительных пределах и, вероятно, отражают его крайне неравномерное распределение. В отдельных жилах авторы определили содержания золота до 1,55 г/т. На одном из участков установлена штокверковая зона с сульфидно-кварцевыми прожилками шириной выхода на поверхности около 120 м. В кварцевых жилах штокверка встречаются халькопирит, гетит, азурит и малахит.

В юго-восточной части территории листа М-46-Х авторы выделили *Шивилигский прогнозируемый золоторудный узел* (II.1.4), большая часть площади которого находится восточнее – на территории планшета М-46-ХI (см. рис. 2). Шивилигский узел аналогичен по строению и типу оруденения Аптаринскому. В междуречье Сувактыг и Онгеш по результатам поисковых работ на Деспенской площади выявлено несколько проявлений золота, приуроченных к кварцевым жилам и скарнированным породам в экзоконтактных зонах небольших массивов таннуольского комплекса. Наиболее изученным является выделенное у западной границы планшета М-46-ХI Овур-Онгешское золоторудное поле с преобладающим жильным золотосульфидно-кварцевым оруденением. В результате поисковых работ по Овур-Онгешскому золоторудному полю оценены прогнозные ресурсы золота в авторском варианте P_2 около 22 т [6].

В северной части Восточно-Таннуольского рудного района в междуречье Кызыл-Эрик и Чумуртук расположен западный фланг *Элегест-Межегейского золоторудно-россыпного узла* (II.1.1) (см. рис. 2). Здесь известно мелкое россыпное месторождение золота в долине р. Кызыл-Эрик и ее правого притока руч. Джаралыг и многочисленные пункты минерализации золота, меди и железа в кварцевых жилах и скарнированных породах. Восточнее на территории планшета М-46-ХI в центральной и восточной частях Элегест-Межегейского узла в данный момент ведутся поисковые работы на Ургайлыгской площади. В 1950–1960 гг. здесь были выявлены проявления золота в кварцевых жилах и прожилках – Ургайлыг-1, Ургайлыг-2 и Адырское. В ходе текущих поисковых работ сотрудниками АО «СНИИГГиМС» дополнительно установлено несколько жильных проявлений с золотом и новый тип золотой минерализации – метасоматиты листовит-березитового типа с кварцевыми прожилками.

Таннуольско-Улугойская зона рассматривается авторами как одна из наиболее перспективных в Алтае-Саянской минерагенической провинции на золото-содержащее молибден-медно-порфиговое оруденение. В ее северо-восточной и центральной частях известны крупное Ак-Сугское месторождение, Кызык-Чадрское и ряд других проявлений. В северо-западной части Восточно-Таннуольского района авторы выделили *Улуг-Сайлыгское прогнозируемое медно-молибденовое рудное поле* (II.1.0.1) (см. рис. 2), сложенное породами

второй фазы таннуольского комплекса, которые прорываются небольшим телом гранитов арголигского комплекса. В кровлях интрузий присутствуют останцы вулканогенно-осадочных пород серлигской свиты. Широко распространены разновозрастные дайки кислого состава.

Ранее в северной части Улуг-Сайлыгского поля при проведении геохимических работ С.А.Яровым с коллегами был выявлен контрастный аномальный поток рассеяния молибдена (0,0005–0,002%), вольфрама (0,0006–0,001%) и литохимический вторичный ореол рассеяния молибдена с содержанием 0,0005–0,005%, в эпицентре до 0,012%. Авторами в районе вторичного ореола Мо маршрутными работами выявлены и прослежены зоны калишпатизации и пиритизированные кварц-биотит-альбитовые метасоматиты, развитые как по гранитоидам, так и по вулканитам. Среди гранитоидов и метасоматитов обнаружены многочисленные сульфидно-кварцевые прожилки, в которых, как и в гранитах таннуольского комплекса, установлена вкрапленность молибденита и халькопирита. По данным полуколичественного спектрального анализа штучных проб определены содержания Мо от 0,002–0,006 до >0,05% и Си от 0,012 до 0,028%, в единичных случаях до 0,37%.

В юго-западной части Восточно-Таннуольского района выделено *Ак-Чаринское прогнозируемое золото-медно-порфиоровое рудное поле* (см. рис. 2). Наиболее крупное Ак-Чаринское проявление меди и золота приурочено к небольшому гранитному массиву, предположительно второй фазы таннуольского комплекса, прорывающему вулканиты серлигской свиты и перекрытому в южной части кайнозойскими отложениями. Массив гранитов вытянут в субмеридиональном направлении. В его центральной части находится зона дробления и гидротермальной проработки шириной 50–150 м и протяженностью более 2 км, насыщенная кварцевыми прожилками. В пределах зоны распространена вкрапленная пиритовая и халькопиритовая минерализация. По данным геохимических работ С.А.Ярового (1990) минерализованная зона трассируется вторичными ореолами меди (0,01–0,3%), молибдена (до 0,0004%), цинка (0,01–0,04%), серебра. По результатам опробования на разных участках зоны установлено содержание меди 0,03–0,6%, максимально до 4,5%, молибдена до 0,008%, золота 0,06–0,15 г/т (в отдельных пробах до 1,17 г/т). По результатам пунктирно-бороздowego опробования вкост простирания зоны установлен интервал длиной 127 м со средним содержанием меди 0,44%, золота – 0,2 г/т.

Обсуждение результатов. Территория Республики Тыва характеризуется наиболее слабой средне- и крупномасштабной геологической и поисковой изученностью среди всех складчатых регионов Южной Сибири. Поисково-оценочные работы на полиметаллические руды в Тыве велись в небольшом объеме только в северо-восточной части Таннуольско-Улугуйской зоны

(район Кызыл-Таштыгского месторождения). При этом в пределах всей металлогенической зоны известны многочисленные проявления полиметаллической минерализации. Предполагается, что полиметаллическое оруденение в Восточно-Таннуольском рудном районе генетически связано с поствулканической гидротермальной деятельностью при формировании островодужных вулканитов серлигской и ирбитейской свит, аналогичных по составу и условиям формирования вулканитам туматтайгинской свиты – рудовмещающей для Кызыл-Таштыгского месторождения.

Возраст полиметаллического оруденения по геологическим и изотопно-геохронологическим данным определяется возрастом вулканитов серлигской и ирбитейской свит. Верхняя граница возраста пород серлигской свиты ограничивается возрастом прорывающих их интрузий майнского комплекса на уровне 518–539 млн. лет, а вулканитов ирбитейской свиты – прорывающих их массивов таннуольского комплекса на уровне 505–510 млн. лет. То есть можно предположить, что формирование полиметаллического оруденения происходило в период 510–540 млн. лет.

Авторы предполагают, что образование золотого оруденения Восточно-Таннуольского рудного района связано с интрузивными комплексами. Проведенные исследования, с учетом ранее полученных данных [3–5], позволили выделить два этапа интрузивного магматизма, отражающих их формирование в двух геодинамических режимах – раннекембрийском островодужном (майнский комплекс) и позднекембрийско-ордовикском аккреционно-коллизийном (таннуольский комплекс). С габброидами и плагиогранитами островодужного этапа связаны зоны скарнированных пород, роговиков и в незначительном объеме кварцевые жилы с золотосульфидной минерализацией. Возраст первого этапа формирования золотого оруденения определяется возрастом интрузивных пород островодужной ассоциации, то есть на уровне 518–539 млн. лет.

Второй этап образования скарнов, кварцевых жил, жильно-прожилковых зон связан с породами позднекембрийского таннуольского комплекса. Большая масштабность рудообразующих процессов этого этапа определяется, с одной стороны, большими объемами проявленного магматизма, а с другой – большей пронцаемостью интенсивно дислоцированных в аккреционно-коллизийных условиях островодужных вулканогенных и интрузивных комплексов. Кроме того, рудная минерализация первого этапа, вероятно, перераспределялась и концентрировалась в позднекембрийское время.

На основе имеющихся данных можно предположить, что формирование скарнированных пород связано преимущественно с габбродиоритами, диоритами, кварцевыми диоритами первой фазы таннуольского комплекса. Это определяется тесной пространственной ассоциацией скарнов с массивами диоритового и

габбродiorитового составов. Для скарнов этого этапа характерно присутствие магнетита, вплоть до формирования небольших линз сливных магнетитовых руд. Возраст диоритов первой фазы по изотопно-геохронологическим данным составляет 492–496 млн. лет. Однако по многочисленным геологическим данным [3–5, 7 и др.] породы первой фазы прорываются и преобразовываются породами второй фазы с возрастом 505–510 млн. лет. Можно предположить, что возраст пород первой фазы таннуольского комплекса составляет 510–515 млн. лет, а наблюдаемое «омоложение» дат пород первой фазы связано с термальным воздействием пород второй фазы.

Формирование кварцевых жил связывается с гидротермальной деятельностью при образовании гранодиоритов и плагиогранитов второй фазы таннуольского комплекса и оценивается на уровне 505–510 млн. лет. Косвенным подтверждением этого вывода является тот факт, что все известные кварцевые жилы с золотом локализируются в кембрийских породах. Среди более молодых ордовикских и девонских пород золотосульфидно-кварцевых жил пока неизвестно. Кроме того, в пределах Деспенского золоторудного поля установлено, что золотоносные скарны с золотосульфидно-кварцевыми прожилками (проявление Кварцевое) прорываются пострудным массивом гранитов арголикского комплекса с возрастом 447 млн. лет.

Концентрация сульфидно-кварцевых жил в пределах Восточно-Таннуольского рудного района наблюдается в юго-западной части – между речью Ирбитей и Диргиш (Ирбитейский узел), в южной – верховья рек Аптара и Биче-Сайлыг и в восточной – верховья р. Унгеш (Аптаринский узел), а также в юго-восточной части – бассейн р. Сувактыг (Шивилигский узел). Возможно, большее количество кварцевых жил, по сравнению с северной частью хребта Восточный Танну-Ола, связано с лучшей изученностью южного склона, его относительно хорошей доступностью и обнаженностью.

Одним из новых важных результатов проведенных авторами работ стало выявление халькопирит-молибденитовой минерализации в кварцевых прожилках и гранитах второй фазы таннуольского комплекса и выделение Улуг-Сайлыгского прогнозируемого рудного поля. В сочетании с ранее известным Ак-Чаринским проявлением, неизученными пунктами минерализации Au, Cu, Mo в бассейне р. Кызыл-Эрик, в нижнем течении Холь-Ожу, Овур-Онгеш, находками молибденита в шлихах комплексных геохимических аномалий Cu и Mo Восточно-Таннуольский рудный район можно рассматривать перспективным в отношении поиска золотосодержащего молибден-медно-порфинового оруденения. Вероятность выявления месторождений молибден-медно-порфиновой формации в юго-западной части Таннуольско-Улугуйской металлогенической зоны подтверждается наличием в ее северо-восточной части крупного Ак-Сугского месторождения, Кызык-Ча-

дырского и других проявлений. Изучение молибденита Re-Os методом показало возраст Ак-Сугского месторождения на уровне 511 ± 2 – 518 ± 2 млн. лет [11]. Эти данные близки возрасту гранитоидов второй фазы таннуольского комплекса, которые рассматриваются как рудогенерирующие для молибден-медно-порфинового оруденения Кызык-Чадырского проявления [2]. Таким образом, исходя из аналогии с Ак-Сугским месторождением и Кызык-Чадырским проявлением и полученных авторами изотопно-геохронологических данных можно предположить связь молибден-медно-порфинового оруденения ВТРП с породами второй фазы таннуольского комплекса с возрастом 505–510 млн. лет.

В заключение отметим следующее. Западная часть Восточно-Таннуольского рудного района характеризуется широким распространением вулканогенных и интрузивных пород различных комплексов. На основе полученных геологических, геохимических и изотопно-геохронологических данных выделены три интрузивных комплекса, отличающихся возрастом, вещественным составом, металлогенией и геодинамическими условиями формирования. Наиболее древней является островодужная ассоциация пород с раннекембрийским возрастом вулканитов (древнее 508 млн. лет), габброидов и плагиогранитов (518–539 млн. лет). С вулканитами этого этапа связано формирование золотосодержащего полиметаллического оруденения, а с интрузивными – золотосульфидно-кварцевых жил и прожилков.

На ранней стадии аккреционно-коллизийного этапа развития региона происходило формирование пород первой фазы, предположительно с возрастом 510–515 млн. лет, и второй фазы таннуольского комплекса с возрастом 505–510 млн. лет. Со становлением масштабно проявленного интрузивного магматизма этой стадии связано формирование магнетитсодержащих скарнов и многочисленных жильно-прожилковых зон золотосульфидно-кварцевого оруденения. Исходя из имеющихся данных можно предположить, что с гранитоидами таннуольского комплекса связано образование золотосодержащей молибден-медно-порфиновой минерализации ВТРП. На поздней стадии аккреционно-коллизийного этапа формировались гранитоидные массивы арголикского комплекса (447–451 млн. лет), которые могли служить дополнительным фактором регенерации золотой и медной минерализации с ее концентрированием в пределах ранее сформированных рудных полей.

Анализ всех материалов позволил провести детальное металлогеническое районирование западной части Восточно-Таннуольского рудного района и выделить ряд перспективных таксонов: Ирбитейский (Cu, Pb, Zn, Au, Ag) и Аптаринский (Au) узлы, Деспенское (Au), Улуг-Сайлыгское (Mo, Cu) и Ак-Чаринское (Cu, Mo, Au) рудные поля. Апробированные (ФГБУ ВСЕГЕИ) прогнозные ресурсы категории P_3 составили: Аптаринского узла – Au 93 т, Ирбитейского узла – Zn 1,2 млн. т, Pb 0,182 млн. т, Cu 0,124 млн. т, Ag около 2 тыс. т.

В пределах Восточно-Таннуольского рудного района необходимо продолжение работ по составлению Госгеолкарты-200/2 в его центральной и восточной частях (листы М-46-ХІ, ХІІ). Для более детального изучения золотого, полиметаллического и молибден-медно-порфирового оруденения необходима постановка специализированных прогнозно-металлогенических работ с оценкой прогнозных ресурсов категорий P_2 и P_3 и выделением участков для поисковых работ. На основе полученных данных можно рекомендовать для проведения поисковых работ в пределах западной части ВТРР на цветные металлы участок Подперевальный (Ирбитейский узел), а на золото – участок в бассейне р. Хошуктыг (Аптаринский узел).

Авторы выражают благодарность Е.Д.Шабалинской, начальнику отдела геологии и лицензирования по Республике Тыва, за постоянную поддержку геологических работ в регионе, И.В.Арсентьевой и Е.А.Баженковой за техническую помощь в оформлении статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологическое строение и условия локализации золотого оруденения Деспенской площади Восточно-Таннуольского района (Республика Тыва) / А.И.Черных, А.Ю.Ширококов, М.В.Викторов и др. // Геология, геофизика и минеральное сырье Сибири. Сб. тезисов 2-й науч.-практич. конференции. – Новосибирск, 2015. С. 204–206.
2. Гусев Н.И., Берзон Е.И., Семенов М.И. Кызыкчадрское меднопорфировое месторождение (Тува): геохимические особенности и возраст магматизма // Региональная геология и металлогения. 2014. № 59. С. 70–79.
3. Кахемский полихронный батолит (Восточная Тува): состав, возраст, источники и геодинамическая позиция / С.Н.Руднев, А.Г.Владимиров, В.А.Пономарчук и др. // Литосфера. 2006. № 2. С. 3–33.
4. Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и озерной зоны Западной Монголии. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2013.
5. Тектономагматическая эволюция структурно-вещественных комплексов Таннуольской зоны Тувы в позднем венде–раннем кембрии / А.А.Монгуш, В.И.Лебедев, В.П.Ковач и др. // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 5. С. 649–665.
6. Черных А.И. Металлогения Восточно-Таннуольского рудного района Алтае-Саянской складчатой области (Республика Тыва) // Геология, геофизика и минеральное сырье Сибири. Сб. тезисов 2-й науч.-практич. конференции. – Новосибирск, 2015. С. 202–204.
7. Черных А.И. Особенности распределения и перспективы освоения золотого оруденения Восточно-Таннуольского района, Республика Тыва // Руды и металлы. 2014. № 5. С. 10–18.
8. Cabanis B., Lecolle M. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de mélange et / ou de contamination crustale // C.R.Acad.Sci.Ser.II. 1989. Vol. 309. Pp. 2023–2029.
9. Chernykh A.I. Gold Mineralization in the Eastern Tannu-Ola Ore District of the Altai-Sayan Folded Area (Russia) // The 14th quadrennial international association on the genesis of the ore deposits symposium. 2014. Kunming, China. Vol. 88 (supp. 2). Pp. 679–680.
10. Chernykh A.I. Eastern Tannu-Ola ore district of the Altai-Sayan folded area (Republic Tuva, Russia): the structural features and metallogeny // Electronic publishing 35 International Geological Congress. www.35igc.org. 2016.
11. Berzina A.N., Stein H.I., Zimmerman A., Sotnikov V.I. Re-Os ages for molybdenite from porphyry Cu-Mo and greizen Mo-W deposits of Southern Siberia (Russia): preserve metallogenic record // Mineral Exploration and Sustainable Development, Eliopoulos et al. (eds.). Rotterdam: Millpress. 2003. Pp. 231–234.
12. Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism / M.P. Cowards, A.C. Ries (Eds.). Collisions tectonics. Geological Society. London, Special Publication. 1986. Vol. 19. Pp. 67–81.
13. Hawkins J.W. Petrology of back arc basins and island arcs: their possible role in the origin of ophiolites // Proc. Int. Ophiolite Symp. Nicosia. 1980. Pp. 244–254.
14. Pearce J.A. Trace element characteristics of lava from destructive plate boundaries. In: Thorpe RS (ed) Andesites. Wiley, Chichester. 1982. Pp. 525–548.
15. Pearce J.A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth CJ, Norry MJ (eds) Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva, Nantwick. 1983. Pp. 230–249.
16. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. Vol. 25. Pp. 956–983.
17. Rapp R.P., Watson E.B. Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling // J. Petrol. 1995. Vol. 36. Pp. 891–931.
18. Sun S.-s., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society. London, Special Publications. 1989. Vol. 42. Pp. 313–345.

Особенности и условия накопления вулканогенно-осадочных отложений нижнего кембрия (Салаирский кряж)

Т.В.СЕРАВИНА, А.В.ИНЯКИН, В.В.КУЗНЕЦОВ (Федеральное государственное унитарное предприятие Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ); 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1),
О.В.МУРЗИН (Акционерное общество «Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья» (АО «СНИИГГИМС»); 630091, г. Новосибирск, Красный проспект, 67),
М.Р.ЗАЯТДИНОВ, А.А.КОНКИНА, Н.Г.КУДРЯВЦЕВА (Федеральное государственное унитарное предприятие Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ); 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1)

Установлено, что вулканогенные отложения нижнего кембрия Салаирского рудного района (Салаирский кряж) относятся к двум геологическим формациям натриевого ряда – нижней последовательно дифференцированной базальт-андезит-риолитовой и верхней – контрастной базальт-риолитовой. Вулканогенно-осадочные породы данных формаций соответствуют двум циклам вулканической активности в районе. В палеоструктурном плане рудный район представляет собой обширную вулканотектоническую депрессию, осложненную вулканическими впадинами, соответствующими рудным полям. Оконтурены рудные поля нижнего (Ускандинское, Сухарноложское и Ключевское) и верхнего (Салаирско-Камеушинское и Урское) уровней. Рудные поля занимают надвулканическое положение по отношению к вулканическим постройкам. Полиметаллические и колчеданно-полиметаллические месторождения по комплексу характеристик относятся к колчеданным месторождениям в вулканогенных ассоциациях (VHMS). Стратиформные руды пространственно и генетически связаны с вулканизмом и локализованы преимущественно в породах промежуточных и удаленных фаций вулканизма.

Ключевые слова: Салаирский кряж, Салаирский рудный район, колчеданно-полиметаллические месторождения, вулканогенно-осадочные породы, вулканотектоническая депрессия.

Серавина Татьяна Валерьевна
Инякин Алексей Валерьевич
Кузнецов Владимир Вениаминович
Мурзин Олег Владимирович
Заятдинов Марсель Ренатович
Конкина Анастасия Александровна
Кудрявцева Нелли Георгиевна



tanyaseravina@gmail.com

okt@tsnigri.ru
geology@sniiggims.ru
mr.zayatdinov@yandex.ru
nkonkina@yandex.ru

Features and conditions of accumulation of volcanogenic-sedimentary rocks of the lower Cambrian (Salair ridge)

T.V.SERAVINA, A.V.INYAKIN, V.V.KUZNETSOV, O.V.MURZIN, M.R.ZAYATDINOV, A.A.KONKINA, N.G.KUDRYAVTSEVA

It was established that the volcanogenic rocks of the lower Cambrian of the Salair ore district (Salair ridge) belong to two geological formations of the sodium series – the lower consistently differentiated basalt-andesite-rhyolite and the upper contrast basalt-rhyolite. Volcanic-sedimentary rocks of these formations correspond to two cycles of volcanic activity in the area. In terms of paleostructure, an ore district is an extensive volcanic-tectonic depression, complicated by volcanic depressions corresponding to the ore fields. Uskandinskoe, Suharnolozhskoe and Kliuchevskoe ore fields (the lower level) and Salair-Kamenushinskoe and Urskoe (the upper level) were singled out and delineated. The ore fields occupy supravolcanic position in relation to volcanic structures. Polymetallic and pyrite-polymetallic deposits have a complex of characteristics related to the massive sulfide deposits in volcanic associations (VHMS). Stratiform ore is spatially and genetically associated with volcanism and localized mainly in rocks of intermediate and remote volcanic facies.

Key words: Salair ridge, Salair ore district, massive sulfide polymetallic deposits, volcanogenic-sedimentary rocks, volcano-tectonic depression.

Салаирский рудный район – один из старейших российских регионов добычи цветных и благородных металлов. Здесь известны многочисленные колчеданно-полиметаллические месторождения с золотом и серебром, которые по комплексу характеристик относятся к колчеданным месторождениям в вулканогенных ассоциациях (VHMS) [9].

Рудный район является частью Салаирской металлогенической зоны и расположен в ее северо-восточной части, представляя собой фрагмент Бердовско-Ельцовской складчатой зоны. Согласно изданной карте (лист N-45) масштаба 1:1 000 000 [1], геологическая структура Салаира формировалась в различных геодинамических обстановках в несколько этапов: позднерифейский, представленный фрагментами океанических прогибов, поднятий и островных дуг; вендский, характеризующийся перерывом в осадконакоплении; ранне-среднекембрийский, включающий формирование островных дуг и окраинноморских (междуговых) бассейнов и Салаирского ВПП; среднекембрийско-раннеордовикский, с которым связаны закрытие окраинноморских бассейнов, формирование надвигов, офиолитовых аллохтонов и др.; поднекембрийско-силурийский, который отвечал режиму пассивной континентальной окраины; раннедевонский и ранне-среднедевонский, являющиеся определяющими для заложения и эволюции вулканоплутонических поясов; среднедевонско-раннекаменноугольный, отвечающий одноименному бассейну. Раннекаменноугольно-позднепермский, раннемезозойский и средне-позднемезозойский коллизионные этапы соответствуют накоплению отложений угленосных формаций.

Салаирский рудный район соответствует Урско-Бачатскому блоку, представляющему собой крупную вулканотектоническую структуру, ограниченную с северо-востока и юго-запада разрывными нарушениями. Сложен он вулканогенными, вулканогенно-осадочными и карбонатными породами, сформированными на ранней стадии развития островной дуги, и среднекембрийско-нижнеордовикскими вулканогенно-осадочными образованиями поздней стадии (В.Н.Токарев, 2004). Стратифицированные образования прорваны субвулканическими телами риолитов, габбродиоритов печеркинского комплекса.

Все известные на Салаире колчеданно-полиметаллические месторождения и рудопоявления приурочены к данным вулканогенно-осадочным и субвулканическим образованиям.

Изучение условий накопления вулканогенно-осадочных отложений нижнего кембрия, их литолого-фациального, петрохимического, палеоструктурного анализов, а также обстановок локализации колчеданных месторождений позволило авторам обосновать неоднородность вулканогенно-осадочного разреза и циклический характер проявления вулканической активности в нижнем кембрии.

Проведенный палеофациальный анализ вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных отложений нижнего кембрия показал, что Салаирская вулканотектоническая депрессия была сформирована в два этапа, которым соответствуют два цикла проявления вулканической активности в районе.

На *первом этапе* на позднерифейско-раннекембрийском основании заложилась крупная вулканотектоническая депрессия, выполненная вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой формации (см. рисунки 1 и 2). Мощность вулканитов в наиболее прогнутых частях достигает 3000 м. Вулканотектоническая депрессия характеризуется относительно пологими бортами, угол наклона которых не превышает 30°. В составе пород последовательной базальт-андезит-дацит-риолитовой формации преобладают кислые разности вулканитов, средние и основные наблюдаются в подчиненном количестве. Депрессия осложнена более мелкими вулканическими впадинами, определяющими положение рудных полей, вмещающих известные в настоящее время месторождения и рудопоявления. Характерно, что в их пределах роль средних и основных пород резко возрастает, что, по-видимому, определяет профиль оруденения (медно-колчеданный и медно-цинково-колчеданный).

Из диаграммы кислотность-щелочность ($\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O} + \text{N}_2\text{O}$) (рис. 3) видно, что породы основного состава представлены базальтами (реже трахибазальтами), среднего – андезитами, а кислого – преимущественно низкощелочными риолитами, риодацитами, дацитами и нормального ряда – риолитами, риодацитами и дацитами.

Во всех разностях вулканогенных пород резко преобладает Na_2O над K_2O , поэтому они относятся к натриевой серии, причем кислые разности характеризуются более высокими содержаниями натрия от 3,5 до 7% и значительной кальциевой составляющей, а основные и средние содержат Na_2O от 1 до 3,5%. Незначительная часть пород попадает в область калиево-натриевой серии и единичные породы в область калиевой, что не меняет общей петрохимической характеристики этой группы вулканитов и, скорее всего, связано со значительными вторичными изменениями.

Таким образом, рудные поля (Ускандинское, Сухарноложское и Ключевское), сформировавшиеся в первый этап вулканической активности, выполнены продуктами натровой последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой формации. Последняя характеризуется повышенной железистостью пород кислого состава и известковистостью среднего и основного состава при невысоких содержаниях магния. К вулканогенным породам данной формации приурочен нижний (первый) уровень оруденения.

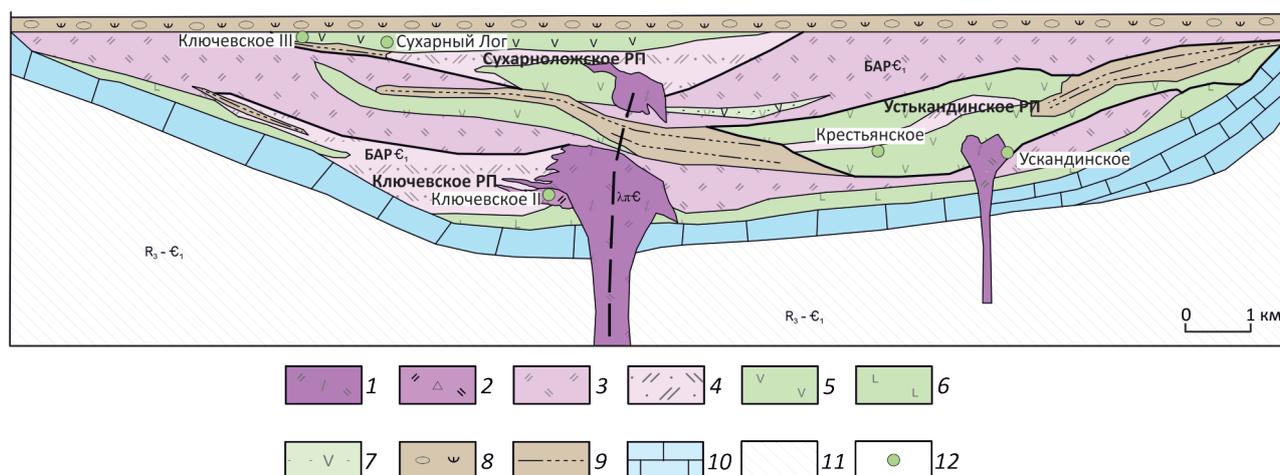


Рис. 1. Геометризованная модель (палеорекострукция) Салаирского рудного района на время отложения последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой формации (ранний этап вулканизма):

фации вулканогенных пород: кислого состава: группа фаций: 1 – жерловой зоны: афировые риодациты, 2 – околожерловой зоны: лавобрекчии риодацитов, 3–4 – промежуточной зоны: 3 – лавы риодацитов с прослоями и линзами вулканогенно-осадочного и осадочного материала удаленных зон, 4 – мелкообломочные туфы риодацитового состава с прослоями и линзами, туффитов, туфопесчаников и туфоалевролитов удаленных зон; *основного и среднего составов:* 5–7 – группа фаций промежуточной зоны: 5 – лавы андезитов с прослоями вулканогенно-осадочного и осадочного материала удаленных зон, 6 – лавы базальтов, 7 – туфы андезитового состава с прослоями и линзами туффитов, туфопесчаников и туфоалевролитов удаленных зон; **фации вулканогенно-осадочных пород:** *удаленная зона:* 8 – чередование туффитов, туфопесчаников, туфоалевролитов, туфогравелитов, туфоконгломератов, 9 – чередование алевролитов, аргиллитов, алевропесчаников и песчаников, 10 – известняки; 11 – породы фундамента; 12 – медно-цинково-колчеданные, медно-колчеданные месторождения

В последующем произошло выравнивание рельефа морского дна и накопление толщи туфогенно-терригенно-карбонатных пород, представленных переслаиванием известняков, доломитов, песчаников, алевролитов и реже туфов кислого состава нижнего кембрия [1]. Данные отложения являются промежуточными между первым (ранним) и вторым (поздним) этапами вулканической активности региона и могут рассматриваться в качестве субформации первого (раннего) цикла.

На *втором (позднем) этапе* были образованы вулканические депрессии, выполненные вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями контрастной базальт-риолитовой формации (см. рисунки 2 и 4), а также археоциатовые и водорослевые рифогенные постройки. Депрессии размером порядка 6–8 км при мощности вулканогенных отложений контрастной формации 500–700 м (с увеличением мощности в центральном сечении).

Заложение впадин второго уровня происходило в результате прогибания вулканогенных образований в краевых частях вулканотектонической депрессии первого уровня и увеличения их мощности в центральной части.

На диаграммах кислотности-щелочности ($\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O} + \text{NO}_2\text{O}$) видно (рис. 5), что породы основного состава соответствуют нормальному и умеренно-щелочному ряду и представлены базальтами и андезибазальтами. Единичный образец соответствует щелочному ряду. Кислые породы – риолиты, риодациты и дациты – относятся к низкощелочному ряду. Редкие пробы соответствуют риолитам нормального ряда. Все разности вулканогенных пород характеризуются резким преобладанием Na_2O над K_2O и относятся к натриевой серии, причем в отличие от нижнего уровня для кислых разностей более характерны низкие содержания Na_2O , чем в основных. Все вулканыты этого этапа содержат высокие концентрации железа. Незначительная часть пород попадает в область калиево-натриевой серии и единичные породы – в область калиевой, что не меняет общей петрохимической характеристики этой группы вулканитов.

Таким образом, вулканогенные породы Салаирского рудного района относятся к двум натриевым формациям: непрерывной базальт-андезит-дацит-риолитовой и контрастной базальт-риолитовой.

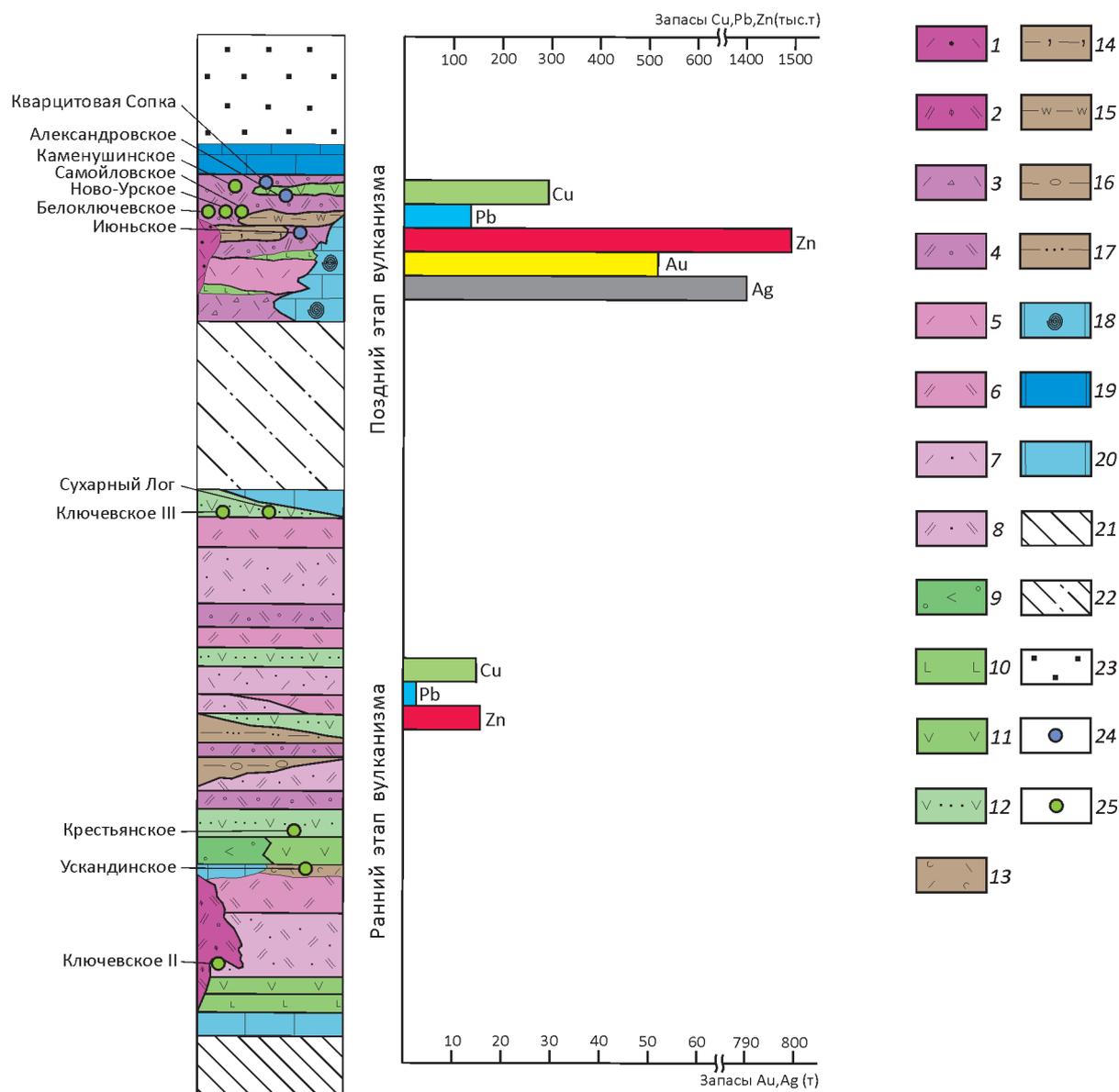


Рис. 2. Литолого-фациальная колонка вулканогенно-осадочных отложений Салаирского рудного района и их продуктивность:

фации вулканогенных пород: *кислого состава:* группа фаций: 1–2 – жерловой зоны: 1 – крупновкрапленные риолиты, 2 – риодациты афировые, 3–4 – околожерловой зоны: 3 – лавобрекчии риолитов, 4 – грубообломочные туфы риодацитового состава с прослоями и линзами мелкообломочных туфов, туфогравелитов, туфопесчаников и туфоалевролитов удаленных зон, 5 – промежуточной зоны: лавы риолитов, 6 – лавы риодацитов с прослоями вулканогенно-осадочного и осадочного материала удаленных зон, 7 – мелкообломочные туфы риолитового состава с прослоями и линзами, туфитов, туфопесчаников и туфоалевролитов удаленных зон, 8 – мелкообломочные туфы риодацитового состава с прослоями и линзами туфитов, туфопесчаников и туфоалевролитов удаленных зон; *основного и среднего состава:* группа фаций: 9 – околожерловой зоны: туфы андезибазальтового состава, 10 – промежуточной зоны: лавы базальтов, 11 – лавы андезитов с прослоями вулканогенно-осадочного и осадочного материала удаленных зон, 12 – туфы андезитового состава с прослоями и линзами туфитов, туфопесчаников и туфоалевролитов удаленных зон; **фации вулканогенно-осадочных пород:** *удаленная зона:* 13 – чередование туфов кислого состава, туфопесчаников, туфоалевролитов, 14 – переслаивание туфопесчаников, туфоалевролитов и кремнистых алевролитов, 15 – переслаивание туфопесчаников, туфоалевролитов и углистых алевролитов, 16 – чередование алевролитов, песчаников, гравелитов и конгломератов, 17 – чередование алевролитов, аргиллитов, алевропесчаников и песчаников, 18 – преимущественно археациатовые органогенные известняки гавриловской свиты, 19 – известняки анчешевского горизонта, 20 – известняки; 21 – породы фундамента; 22 – туфогенно-терригенно-карбонатные образования, разделяющие ранний и поздний этап вулканизма и рудообразования; 23 – надрудные нерасчлененные образования; 24 – колчеданно-полиметаллические, колчеданно-барит-полиметаллические месторождения; 25 – медно-цинково-колчеданные, медно-колчеданные месторождения

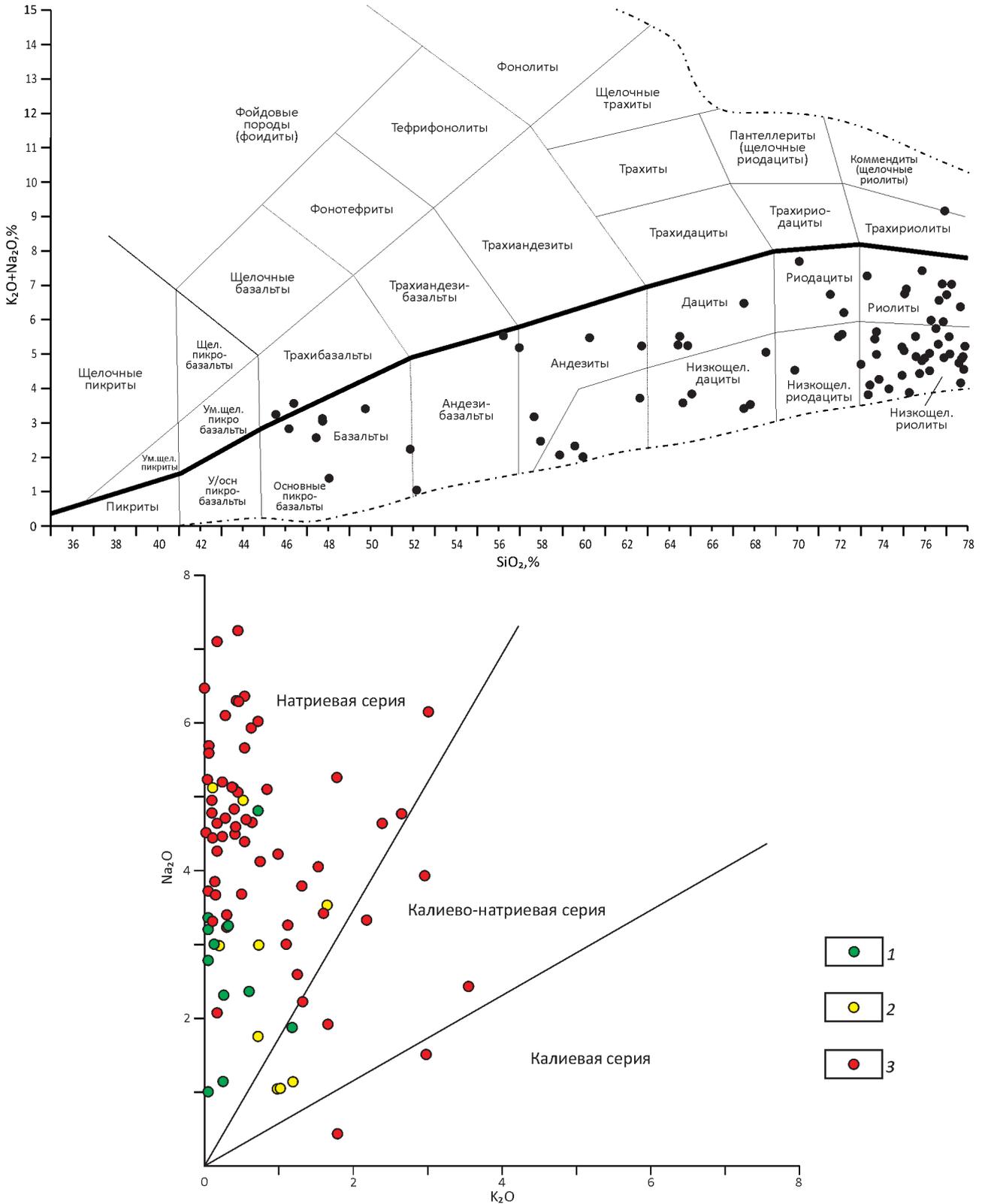


Рис. 3. Диаграммы в координатах $SiO_2-(K_2O+Na_2O)$ и K_2O-Na_2O для вулканогенных отложений раннего этапа вулканизма Салаирского рудного района:

вулканические породы: 1 – основного, 2 – среднего и 3 – кислого составов

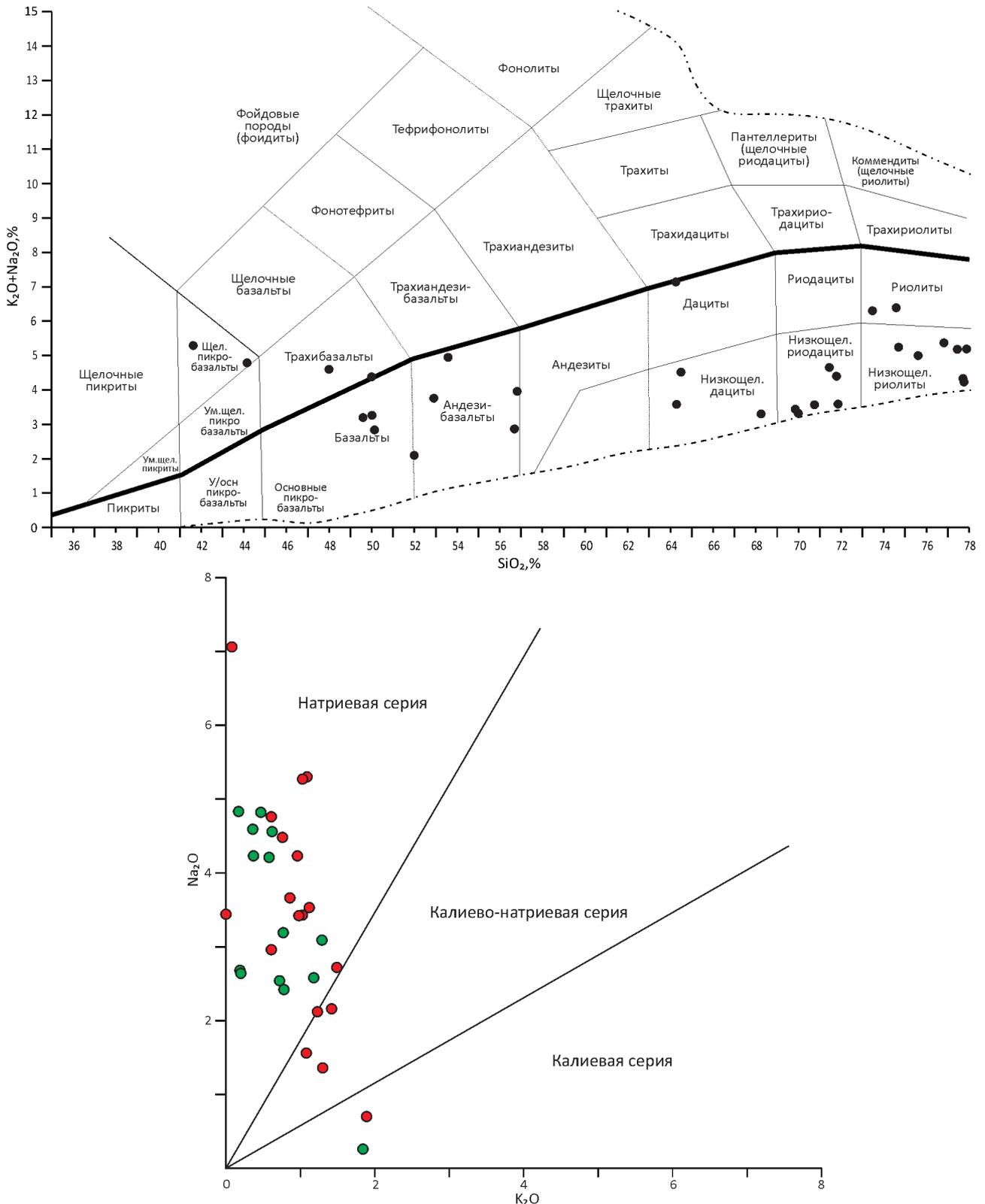


Рис. 5. Диаграммы в координатах $SiO_2 - (K_2O + Na_2O)$ и $K_2O - Na_2O$ для вулканогенных отложений позднего этапа вулканизма Салаирского рудного района:

см. услов. обозн. к рис. 3

Формации обладают рядом сходных черт: сформированы в пределах одного рудного района, имеют близкий состав однотипных пород, петрохимические параметры и состав оруденения. Для определения серийной принадлежности вулканитов Салаирского рудного района использована также диаграмма в координатах $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ по Х.Куно (1970), из которой следует, что они относятся к толеитовой серии.

Как уже отмечено, в пределах Салаирского рудного района все промышленные колчеданно-полиметаллические месторождения приурочены к Салаирской, Каменушинской и Урской вулканическим структурам, которые исторически рассматриваются как рудные поля.

Салаирская и Каменушинская депрессии сформированы в присклоновой части крупной рифогенной постройки, сложенной археоциатовыми и водорослевыми известняками гавриловской свиты, с которыми вулканогенные отложения контрастной формации связаны фаціальными переходами. Известняки характеризуются незначительным содержанием окиси магния и железа и высоким содержанием (до 10%) окиси кремния.

Салаирское рудное поле включает в себя месторождения Кварцитовая Сопка, Первомайское, Первый, Второй, Третий рудник, Спорное, Александровское и Слепое. Это выделение, по мнению авторов, несколько условно. Рудные тела отдельных месторождений тесно связаны между собой пространственно и структурно, а иногда на глубоких горизонтах соединяются в единые залежи. Выделение этих рудных тел в качестве самостоятельных месторождений объясняется только историческими причинами [5].

На основании этого, а также приуроченности Салаирской и Каменушинской структур к единой рифогенной застройке, общности петрохимических характеристик вулканогенных пород и их литолого-фаціального состава сделан вывод о наличии единой Салаирско-Каменушинской структуры.

Проведенный литолого-фаціальный анализ обоих уровней позволяет выделить породы, относящиеся к субвулканической, жерловой, околожерловой, промежуточной и удаленной фациям вулканизма. Субвулканическая и жерловая фации представлены породами кислого состава – крупновкрапленными риолитами и риодацитами, околожерловые – грубообломочными туфами риолитов, риодацитов и андезитов, промежуточные – лавами риолитов, риодацитов, андезитов и мелкообломочными туфами риолитов, риодацитов и андезитов. Удаленные фации – это преимущественно осадочные породы: алевролиты, песчаники, туффиты, известняки, часто чередующиеся с туфами кислого и основного составов, туфоалевролитами, туфопесчаниками. Значительная роль среди пород удаленных фаций принадлежит известнякам. Причем они делятся на две группы: органогенные, соответствующие рифогенной карбонатной застройке, и известняки, входящие в со-

став базальт-риолитовой и базальт-андезит-дацит-риолитовой формаций.

Рудные поля, как показано выше, представлены вулканогенными прогибами. В сложно построенной вулканотектонической депрессии, контролирующей рудный район, они занимают определенное надвулканическое положение по отношению к вулканическим постройкам, сложенным кремнекислыми вулканитами.

В строении рудных полей четко выражена зональность в распределении фаций вулканогенных пород как для первого, так и для второго этапов вулканизма.

Вулканиты жерловой фации расположены в центральных частях палеовпадин, выше и ниже которых залегают покровные лавы, лавобрекчии кислого, основного или среднего составов и их туфы, отвечающие околожерловой и промежуточной фациям. На периферии рудных полей развиты породы промежуточной и удаленной фаций, представленные преимущественно осадочными отложениями: алевролитами, песчаниками, туффитами, известняками, часто чередующимися с мелкообломочными туфами кислого и основного составов, туфоалевролитами, туфопесчаниками. Вулканогенно-осадочная толща прорывается дайками габбро-долеритов и долеритов.

По преобладающему вещественному составу руд выделяются три минеральных типа месторождений: золото-серебросодержащий колчеданно-(барит)-полиметаллический, медно-цинково-колчеданный и медно-колчеданный. Руды всех минеральных типов месторождений пространственно и генетически связаны с вулканизмом и локализованы преимущественно в промежуточных и удаленных фациях. Впервые данная точка зрения была высказана М.А.Усовым в 1933 г. [11]. В дальнейшем эти взгляды развивались В.С.Домаревым, И.В.Дербиковым [2, 6]. В.И.Зеркалов [7] на основании изучения месторождений Урского рудного поля и месторождения Ускандинское также пришел к выводу о кембрийском возрасте оруденения. Существенная роль в локализации оруденения, по его мнению, принадлежит факторам структурного и литологического контроля.

Точка зрения Э.Г.Дистанова [3, 4, 8] о том, что залежи барит-полиметаллических и колчеданно-полиметаллических руд Салаира представляют собой постскладчатые гидротермальные образования, наложенные в верхнепалеозойское время на вулканогенный комплекс пород кембрийского возраста, не находит своего подтверждения в настоящее время, поскольку приводимый им фактический материал связан с пострудным динамометаморфизмом, складчатыми деформациями, как это впервые было показано И.В.Дербиковым [2].

Анализ продуктивности двух уровней рудолокализации эталонного для Салаирской минерагенической зоны Салаирского рудного района (см. рис. 2) показывает, что основные промышленные запасы меди, свинца, цинка, серебра и золота связаны с верхней контрастной формацией, продуктивность которой на несколько

порядков выше, чем нижней непрерывной, что наряду с другими геологическими факторами имеет значительную поисковую ценность.

По материалам статьи можно сделать следующие выводы.

Вулканогенные отложения нижнего кембрия Салаирского рудного района (печеркинский вулканический комплекс) относятся к двум геологическим формациям натриевого ряда – нижней последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой и верхней – контрастной базальт-риолитовой. Отложения данных формаций соответствуют двум циклам вулканической активности в районе.

В палеоструктурном плане рудный район представляет собой обширную вулканотектоническую депрессию, осложненную вулканическими впадинами, соответствующими рудным полям. Выделены и контуры: Ускандинское, Сухарноложское и Ключевское рудные поля нижнего уровня и Салаирско-Каменушинское и Урское – верхнего. Рудные поля занимают определенное надвулканическое положение по отношению к вулканическим постройкам. В строении рудных полей четко выражена зональность в распределении фаций вулканогенных пород как для первого, так и для второго этапа вулканизма. Основные промышленные концентрации свинца, цинка, меди, серебра и золота связаны с верхним уровнем.

Полиметаллические и колчеданно-полиметаллические месторождения Салаира по комплексу характеристик относятся к колчеданным месторождениям в вулканогенных ассоциациях (VHMS). По преобладающему вещественному составу руд выделяются три минеральных типа месторождений: золото-серебро-содержащий колчеданно-(барит)-полиметаллический, медно-цинково-колчеданный и медно-колчеданный. Стратиформные руды всех минеральных типов месторождений пространственно и генетически связаны с вулканизмом и локализованы преимущественно в породах промежуточных и удаленных фаций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Государственная* геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист N-45-Новокузнецк. Объяснительная записка. – С-Пб: картфабрика ВСЕГЕИ, 2007.
2. *Дербиков И.В.* Еще об условиях образования колчеданно-полиметаллических месторождений // Геология и геофизика. 1960. №7. С. 136–139.
3. *Дистанов Э.Г.* Генетические особенности полиметаллических месторождений Салаира в кембрийских вулканогенных образованиях // Рудоносные вулканогенные формации. – М.: Недра, 1965.
4. *Дистанов Э.Г.* Рудные формации колчеданно-полиметаллических месторождений юга Сибири // Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. – М.: Наука, 1972. Вып. 143. С. 65–78.
5. *Дистанов Э.Г.* Колчеданно-полиметаллические месторождения Сибири. – Новосибирск: Наука, 1977.
6. *Домарев В.С.* Условия образования метасоматических сульфидных и сульфидно-баритовых залежей Салаира // Записки всесоюз. минерал. общества. 1956. Ч. 85. Вып. 4. С. 498–508.
7. *Зеркалов В.И.* Минералогия и генезис руд Ускандинской группы месторождений Салаира // Вестник Западно-Сибирского и Новосибирского геологических управлений. 1953. № 3.
8. *Колчеданные* месторождения СССР. – М.: Наука, 1983.
9. *Кузнецов В.В.* Геолого-генетические основы прогноза и поисков полиметаллических месторождений Сибири // Сб. тезисов докл. научно-практической конференции «Научно-методические основы прогноза, поисков и оценки месторождений цветных и благородных металлов, алмазов – состояние и перспективы». – М.: ФГУП ЦНИГРИ, 2016. С 39–40.
10. *Куно Х.* Латеральные вариации базальтовой магмы вкосте окраин континентов и островных дуг // Окраины континентов и островные дуги. Наука о Земле. – М.: Мир, 1970. С. 249–262.
11. *Усов М.А.* Проблема рудного Салаира // Вестник Зап.-Сиб. ГРТ. 1933. Вып. 4. С. 1–20.

О методологии прогноза, поисков и оценки скрытых плутогенных месторождений

Н.П.МИТРОФАНОВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья (ФГБУ ВИМС); 119017, г. Москва, Старомонетный пер., д. 31)

Достижения геологической науки позволяют установить для месторождений олова, вольфрама, молибдена источник рудного вещества, уточнить процессы рудогенерации, определить структуры локализации. Предлагается восстановить статус крупномасштабных геологических работ как научно-методическую основу в системном геологическом изучении территорий, разработать современную методологию прогноза, поиска и оценки месторождений, в том числе не вскрытых эрозией.

Ключевые слова: методология, прогноз, поиски, оценка, месторождения, вольфрам, молибден, олово.

Митрофанов Николай Павлович



vims-mitrofanov@mail.ru

Methodology of forecasting, prediction and evaluation of hidden plutogenic fields

N.P.MITROFANOV

The achievements of the geological science permit to establish a source of the ore matter for deposits of tin, tungsten, molybdenum, refine the ore generation processes, define the structures they are localized in. It is proposed to reconstruct the status of large-scale surveys in the system-related analysis of the geological study of terrains. It is necessary to develop the modern methodology of forecasting, prediction and evaluation of deposits including uncovered ones.

Key words: innovation methodology, prediction, valuation, evaluation, deposits, tungsten, molybdenum, tin.

Современные научные знания о развитии земной коры и закономерностях образования месторождений отвечают на многие вопросы методологии прогноза, поисков и оценки месторождений, в том числе не выходящих на поверхность. Главными в этих вопросах являются: определение источника рудного вещества, представления о процессах генерации месторождений, возникновение и эволюция рудолокализирующих структур и количественные оценки их прогнозных ресурсов. Возможные варианты ответов на эти вопросы приведены на примере плутогенных месторождений олова, молибдена и вольфрама.

На карте металлогенических провинций (рис. 1) месторождения перечисленных металлов находятся в покровно-складчатых поясах. Рудные объекты олова и молибдена территориально отделены друг от друга, а месторождения вольфрама занимают между ними связующее положение. Геодинамический анализ развития земной коры территории России показывает [5, 23], что месторождения олова локализованы в провинциях, сложенных терригенными отложениями пассивной континентальной окраины, а месторождения молиб-

дена – в провинциях, выполненных преимущественно вулканогенно-осадочными океаническими и островодужными образованиями зон аккреции. Такая приуроченность находит объяснение в геохимических материалах А.П.Виноградова (1962), о распространенности элементов в горных породах земной коры, К.Таркяна и К.Ведеполя (1961), о содержании их в осадках океана. Рассчитанный по ним кларк концентрации олова в осадочных породах коры равен 4, а в глубоководных глинах не превышает 0,6. В то же время кларк концентрации молибдена в последних достигает 25, а концентрация в глинах и сланцах коры не более 0,6. В базальтах кларки концентрации молибдена выше единицы, а кларки олова ниже. Кларки концентрации вольфрама в перечисленных типах пород везде положительные (выше единицы), а по величине они находятся между концентрациями олова и молибдена. При этом в океанических образованиях его содержания больше, чем в континентальных (Г.Б.Левашов, Н.В.Зарубина, 1988; Н.Ф.Григорьев, 2003; В.В.Иванов, 1996 и др.). Это отразилось в формировании комплексных месторождений вольфрама с оловом и молибденом (см. таблицу),

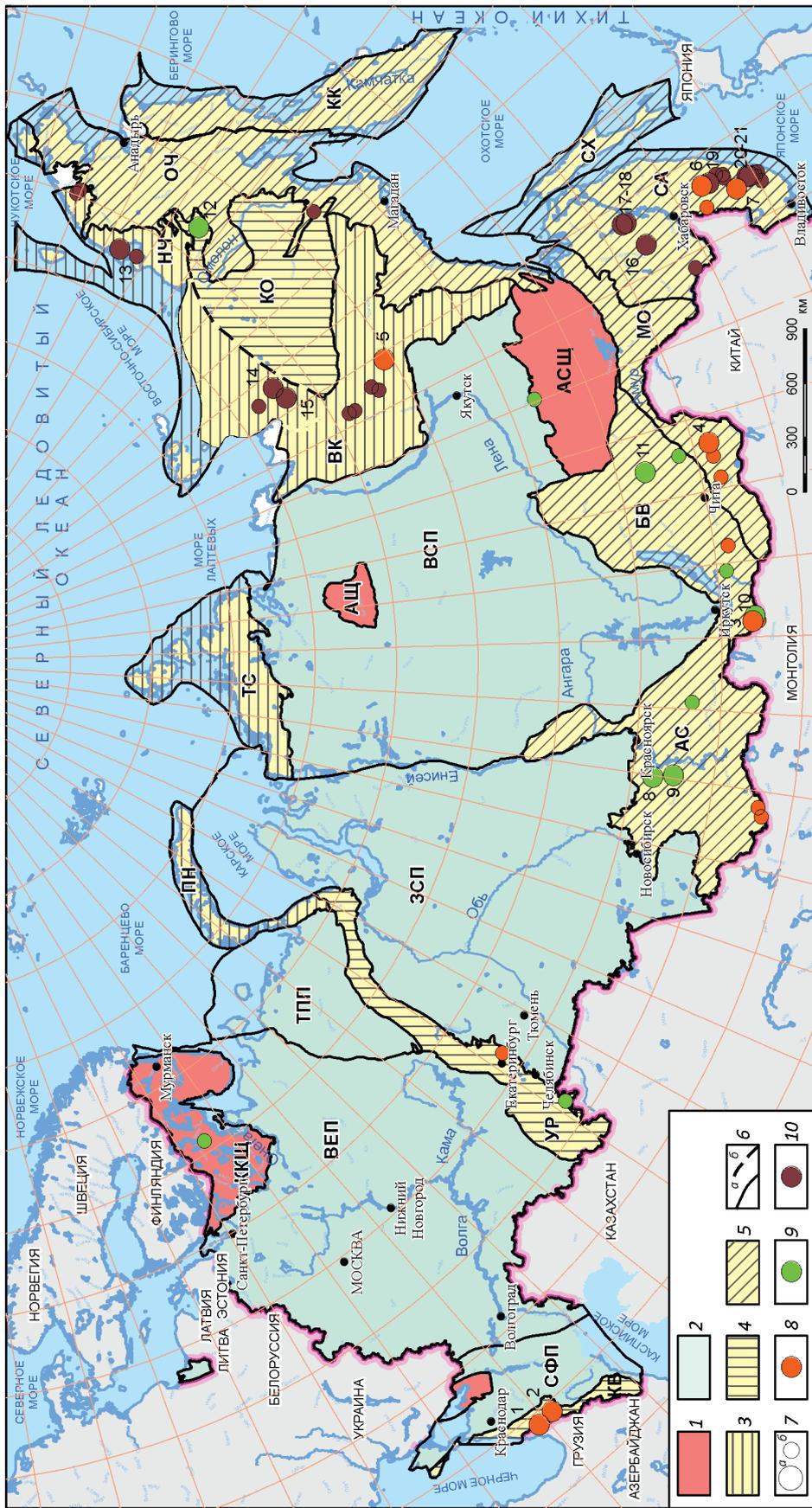


Рис. 1. Карта металлогенических провинций и месторождений вольфрама, молибдена, олова Российской Федерации (ВСЕГЕИ, 2006):

1 – кристаллические щиты; 2 – платформы; 3–5 – покровно-складчатые пояса: 3 – пассивноокраинно-коллизийные, 4 – аккреционно-коллизийные, 5 – аккреционно-коллизийно-активноокраинные; 6 – границы провинций; а – достоверные, б – предполагаемые; 7 – размеры месторождений: а – крупные, б – средние, в – мелкие; 8–10 – формационные типы и обозначения крупных месторождений: 8 – молибден-вольфрамовые и вольфрамовые; 9 – Инкур, 4 – Бугдая, 5 – Агылка, 6 – Восток-2, 7 – Скрытое; 9 – медно-молибденовые и молибденовые: 8 – Агаскырское, 9 – Сорское, 10 – Мало-Ойногорское, 11 – Орехитанское, 12 – Песчанка, 10 – вольфрамо-оловянные и оловянные: 13 – Пыракайские штокерки (Крутой и др.), 14 – Одиночное, 15 – Депутатское, 16 – Праворурийское, 17 – Соболиное, 18 – Фестивальное, 19 – Тигриное, 20 – Верхнее, 21 – Дубровское; названия провинций: на щитах: ККЩ – Карело-Кольская, АЩ – Анабарская, АСЩ – Алдано-Становая; на платформах: ВЕП – Восточно-Европейская, СФП – Скифская, ТПП – Тимано-Печорская, ЗСП – Западно-Сибирская, ВСП – Восточно-Сибирская; в складчатых поясах: КВ – Кавказская, УР – Уральская, ПН – Пайхой-Новоземельская, ТС – Таймыро Североземельская, АС – Алтае-Саянская, БВ – Байкало-Витимская, МО – Монголо-Охотская, СА – Сихотэ-Алинская, ВК – Верхояно-Колымская, КО – Колымо-Омолонская, НЧ – Новосибирско-Чукотская, ОЧ – Охотско-Чукотская, КК – Корякско-Камчатская, СХ – Сахалинская

Формационно-генетическая классификация вольфрамовых месторождений

Генетический класс	Формационный тип						
	Молибден-вольфрамовый (вольфрам-молибденовый)		Полиметалльно-вольфрамовый и полиметалльно-вольфрам-оловянный		Олово-вольфрамовый (вольфрам-оловянный)		Вмещающие породы, <i>T</i> рудообразования, °С
	Минеральные подтипы	Месторождения	Минеральные подтипы	Месторождения	Минеральные подтипы	Месторождения	
Апоскарновый (контактово-диффузионный, инфильтрационный пневмато-флюидный)	Молибденит-шеелитовый	Тырныауз	Сульфидно-шеелитовый	Агылка, Восток-2, Лермонтовское, Скрытое	Сульфидно-шеелит-вольфрамит-касситеритовый	Лаочан, Сянжуалинь Яогасян и др. (Китай)	Базальтоиды, кремнистые, карбонатные, терригенные, ортоморфиты, 600–200°
	Шеелитовый	Кти-Теберда					
	Шеелит-молибденитовый	Мало-Ойногорское					
Грейзеновый (околоинтрузивный гидротермально-метасоматический)	Молибденит-гюбнеритовый	Калгута, Акчатау (Казахстан)	–	–	Вольфрамит-касситеритовый	Спокойнинское	Гранитоиды, терригенные, метаморфиты, 500-300°
						Одинокое, Правоурмийское	
Гидротермальный (надинтрузивный метасоматически-гидротермальный)	Сульфидно-шеелитовый	Урзарсай	Сульфидно-вольфрамитовый	Букука, Барун-Шивея	Касситерит-вольфрамитовый	Иульгин, Светлое, Тенкергин	Терригенные, гранитоиды, параморфиты, 350–150°
	Сульфидно-гюбнеритовый	Бом-Горхон, Холтосон, Инкур	Сульфидно-вольфрамит-касситеритовый	Илингас, Начальное, Фестивальное	Вольфрамит-касситеритовый	Пырकाкай, Тигриное, Забытое	
Геодинамическая позиция. Тип и возраст рудогенерирующих гранитоидов	Зоны аккреции (преимущественно океанические и островодужные образования) и активизации. Коллизионные гранитоиды PR–KZ		Зоны аккреции, пассивной континентальной окраины и активизации. Коллизионные и субдукционные гранитоиды PZ–KZ		Зоны пассивной континентальной окраины (преимущественно терригенные отложения). Коллизионные гранитоиды MZ–KZ		Источник руд (субстрат корового гранитоидного очага)

а также в их зависимости от субстрата, масштабности и минеральных форм оруденения. В зонах пассивной континентальной окраины в крупных вольфрам-оловянных объектах доминирует олово, а вольфрам чаще является попутным и в рудах представлен вольфрамитом (месторождения Одинокое, Тигриное и др.). В зонах аккреции запасы вольфрама часто не уступают и даже превышают запасы молибдена (Тырныауз, Мало-Ойногорское и др.), а вольфраматы в основном представлены гюбнеритом и шеелитом.

Изучением осадочных комплексов в оловоносных структурах Северо-Западного сектора Тихоокеанского рудного пояса (СЗС ТРП) [12, 17] установлена прямая связь между мощностью выполняющих структуры осадочных отложений и масштабом локализованных в них оловорудных месторождений (рис. 2). Все крупные месторождения расположены в верхах мощных разрезов осадочных отложений пассивной континентальной окраины. Они в большинстве своем выявлены. Средние месторождения, как правило, локализируются на более низких горизонтах и в дальней-

шем будут являться основным предметом прогноза и оценки месторождений, не выходящих на поверхность. В поднятиях, где мощности небольшие, в лучшем случае формируются рудопоявления, и обнаружение здесь промышленных объектов маловероятно. Качество оловянных руд в месторождениях зависит от величины геохимических содержаний олова в толщах подстилающих отложений. Во всех оловорудных районах на востоке России крупные и средние по масштабу месторождения соотносятся с наличием в пачках подстилающих отложений высоких (6–17 г/т) геохимических содержаний олова.

Изложенное не оставляет сомнений в том, что подстилающие месторождения осадочные толщи пассивных континентальных окраин и вулканогенно-осадочные образования зон аккреции являются источником рудного вещества. Именно эти многокилометровые толщи представляют субстрат, в котором при процессах коллизии и субдукции на активных континентальных окраинах развиваются коровые гранитоидные очаги, генерирующие месторождения [2, 5 и др.].

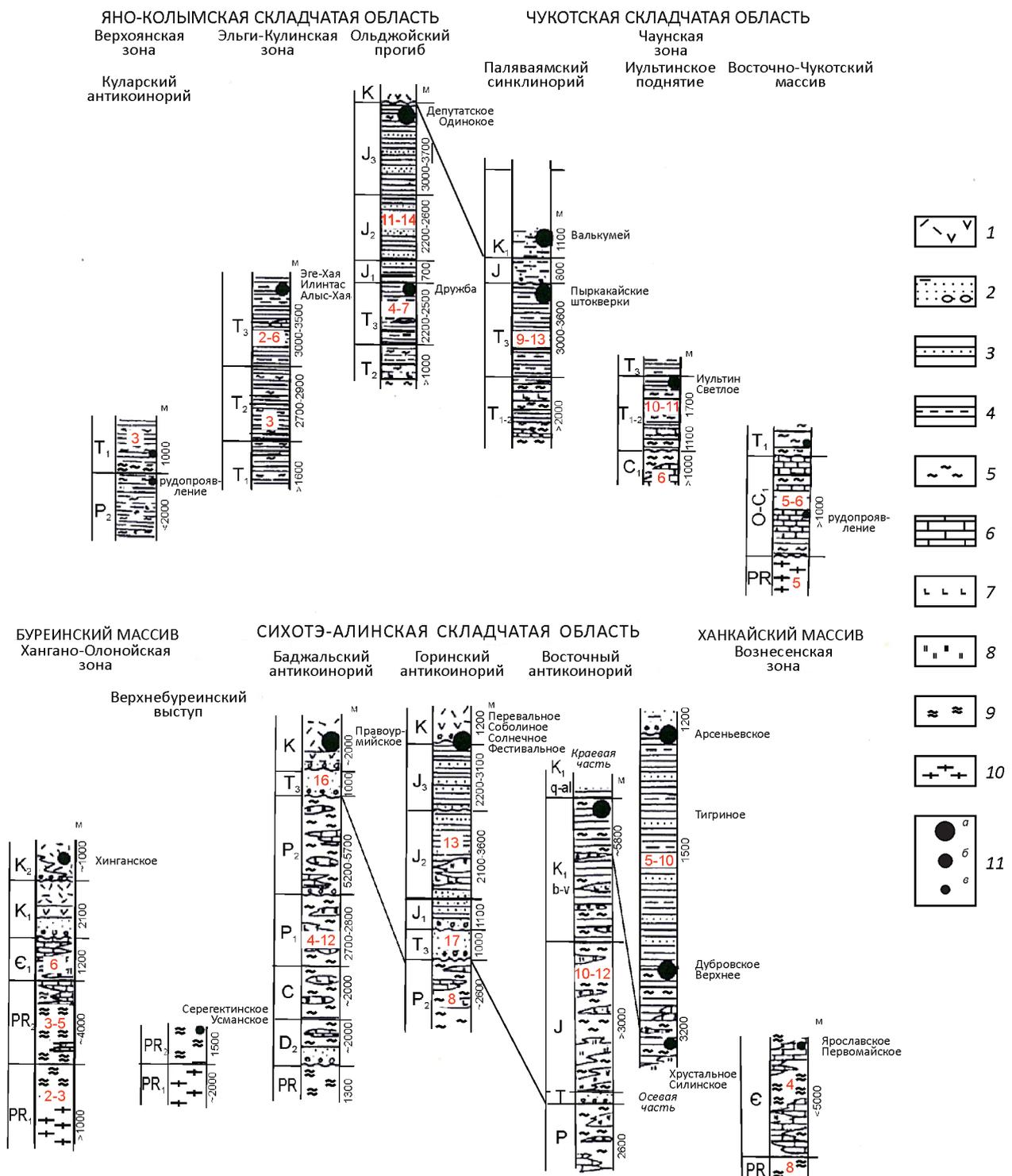


Рис. 2. Мощности осадочных комплексов в оловоносных структурах Тихоокеанского подвижного пояса на территории России:

литологические комплексы: 1 – вулканические разного состава, 2 – молассовые, 3–5 – флишиидные с преобладанием соответственно песчаников, алевролитов и сланцев, 6 – карбонатные, 7 – основных и 8 – кремнистых пород, 9 – кристаллических сланцев, 10 – гнейсов; 11 – оловорудные объекты: а – крупные, б – средние, мелкие и в – рудопроявления; красные числа – содержания олова, в г/т

Разные процессы и подготовленность субстрата к плавлению формируют разные по происхождению палингенные и анатектические магмы и, соответственно, разные гранитоидные формации и порождаемые ими рудные формации [7, 18 и др.]. Гранитообразование в коровых очагах – это механизм извлечения рудного вещества из субстрата, его мобилизации и концентрации в остаточных камерах и создания условий для переноса в область рудоотложения [10]. Главным для генерации рудных объектов является полная и законченная гомодромная эволюция гранитоидов [6]. Она определяет завершение дифференциации магмы в очагах и концентрацию в их верхах кислых и ультракислых дериватов. Между тем, обследование таких гранитоидных комплексов в оловоносных провинциях СЗС ТРП не всегда указывало на связь с ними промышленных месторождений. Она устанавливается с теми комплексами, в конце эволюции которых появляются «расщепленные» или «диасхистовые» жилы и дайки. Они объединяются в подгруппы контрастных по составу, близких по возрасту и дополняющих друг друга аплитовых и лампрофировых пород [4, 6], и еще более надежно с теми комплексами, в кислых штоках и дайках которых отмечается уменьшение содержания калия (рис. 3). Это предопределено связанностью олова калием в магматическом процессе [3]. При гомодромной эволюции очага с увеличением кремнекислоты в оловоносных гранитоидах происходит увеличение калия и олова [9]. Достигнув предела насыщения, эти элементы вместе с кремнекислотой сбрасываются и переходят в газо-флюиды. Ими они переносятся в область рудоотложения, где происходит интенсивное окварцевание, калиевый метасоматоз (калишпатизация, грейзенизация, серицитизация и др.) вмещающих пород, кристаллизация касситерита в кварцевых жилах, прожилках и др.

Разуплотнение при гранитизации субстрата, внедрение гранитных тел в тектонически ослабленные центры отображается в рельефе возникновением положительных морфоструктур центрального типа (МЦТ). Это объясняет локализацию в их пределах плутоногенных месторождений [7, 11]. Таким образом, морфоструктуры являются поверхностным выражением рудно-магматических систем, а их геоморфологическая конформность с достаточной надежностью позволяет устанавливать границы и размеры рудных таксонов (рис. 4). В горнорудных районах скрытые рудные концентрации, доступные для промышленного освоения, проявляются на поверхности выходами рудоносных гранитоидов, шлиховыми и геохимическими аномалиями, метасоматической и гидротермальной минерализацией и другими прямыми и косвенными признаками. По ним выделенные своды и купола подвергаются анализу на предмет продуктивности их рудогенерации. В соответствии с разработанной отечественной наукой порядковой градацией рудных таксонов [15, 20, 21], по размерам морфоструктур производится ранжирование

рудно-магматических систем районов в пределах тысяч, узлов – сотен, полей – десятков квадратных километров. Соблюдение этого правила важно, так как, следуя основному закону природы перехода количества в качество, каждому рангу таксона должен отвечать свой и только свой металлогенический потенциал или соответствующая категория прогнозных ресурсов.

Сводовые и купольные МЦТ, в которых осуществляются процессы рудогенерации, в объеме представляют собой конусообразные структуры, обращенные вершинами вниз. Такая форма создается полем тяготения земли и определяется законом симметрии [24]. Проведя глобальный анализ таких морфоструктур, геоморфологи [14, 22] пришли к выводу о близости их радиусов глубине заложения. Глубина может корректироваться расстояниями до геофизических разделов слоев земной коры, где предполагается зарождение очагов-инициаторов гранитоидного магматизма. По поверхностным размерам морфоструктур каждого ранга, вычисляются объемы их рудно-магматических систем. Зная параметры системы, плотности и геохимические содержания рудных элементов в выполняющих её породах, рассчитывается металлогенический ресурс этой системы по формуле, используемой при подсчете промышленных запасов:

$$P=1/3\pi R^2 H \rho c k,$$

где P – потенциальный или прогнозный ресурс рудно-магматической системы, т; R – размер радиуса конуса, км; H – глубина его заложения, км; ρ – плотность пород, т/км³; c – геохимическое содержание рудного элемента, г/т; k – коэффициент продуктивности, показывающий количество металла, способного переходить в рудные тела.

Изложенное отображено в концептуальной модели положения рудно-магматических систем в земной коре (рис. 5), применительно к обстановкам пассивной континентальной окраины, где доминируют субдукционные процессы, охватывающие весь объем земной коры [5, 11 и др.] и формирующие полиметалло-оловянные месторождения [10, 12]. Модель – это идеализированный образ, в природе все сложнее. В рудных районах всегда наблюдаются серии магмо-рудоподводящих каналов, формирующих серии рудных узлов, а в их пределах несколько рудных полей. В полях обычно локализовано одно месторождение. Все таксоны связываются с соответствующими их рангу магматическими очагами, мигрирующими вверх и генетически подпитываемыми более поздние очаги. В районах и узлах крупные рудные объекты тяготеют к центральным частям таксонов. На их периферии локализуются менее масштабные, но и они иногда характеризуются высокими концентрациями металлов. Выдержанная закономерность – системы рудных полей, находящиеся в последовательной связи с более крупными рудными структурами, являются более перспективными, чем системы, в которых такая связь ослаблена.

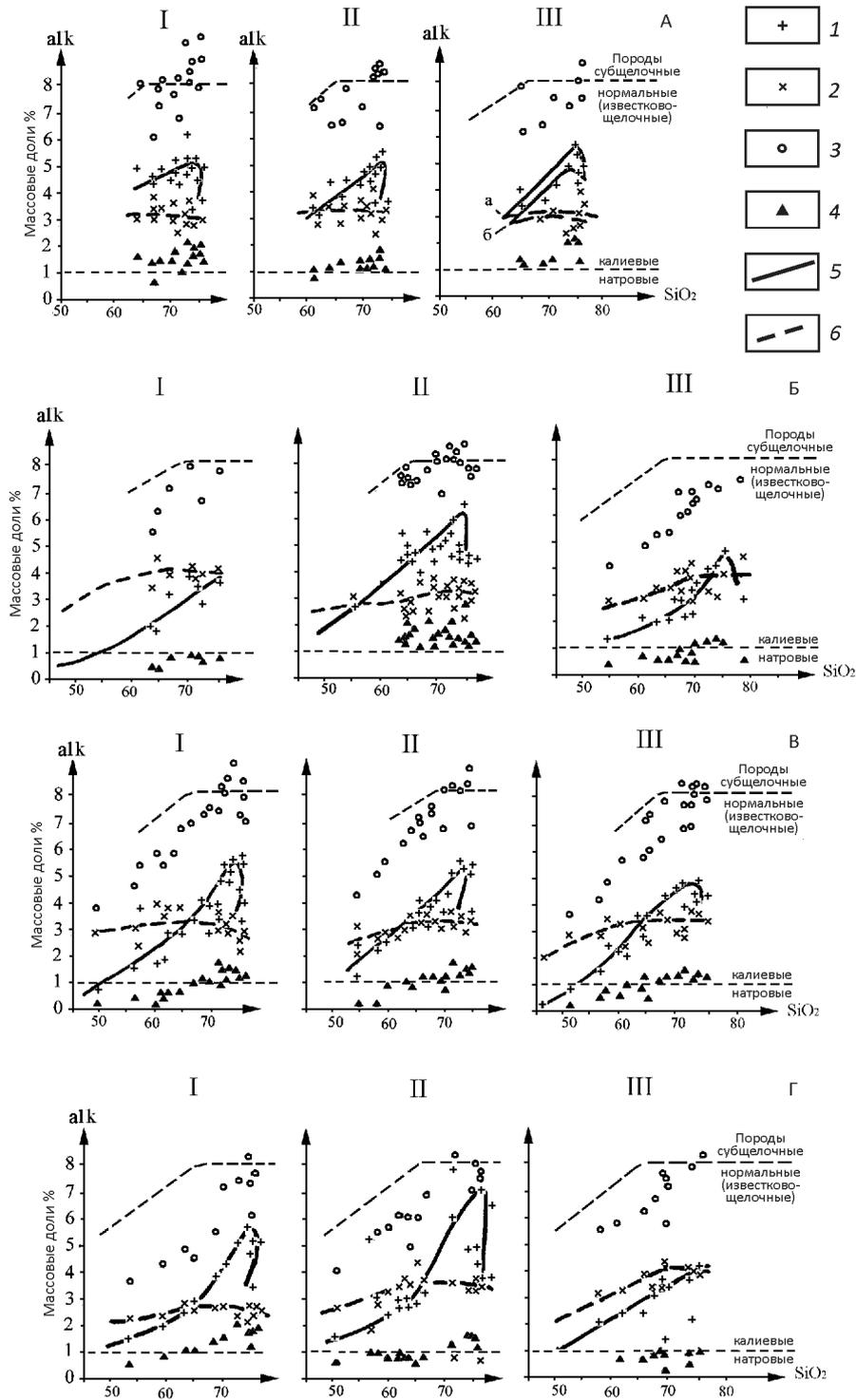


Рис. 3. Петрохимические диаграммы гранитоидных комплексов СЗС ТРП:

А – коллизионные комплексы оловоносных провинций: I – Чукотской – иультинский, II – Яно-Колымской – колымский, III – Дальневосточной – татибинский и хунгарийский; Б – субдукционные комплексы Чукотской провинции: I – продольных поясов – тимкивеевский и охотский, II – поперечных рядов – валькумейский, III – Корякской области – корякский; В – субдукционные и коллизионные комплексы поперечных рядов Яно-Колымской провинции: I – омсукчанский, II – янский, III – малых интрузий и даек севера провинции; Г – субдукционные комплексы Дальневосточной провинции: I – силинский, II – приморский, III – нижеамурский и прибрежный; содержания оксидов щелочных металлов (в массовых долях %): 1 – K_2O и 2 – Na_2O ; значения щелочности: 3 – общая (K_2O+Na_2O) и 4 – относительная (K_2O/Na_2O); вариационные линии: 5 – K_2O и 6 – Na_2O

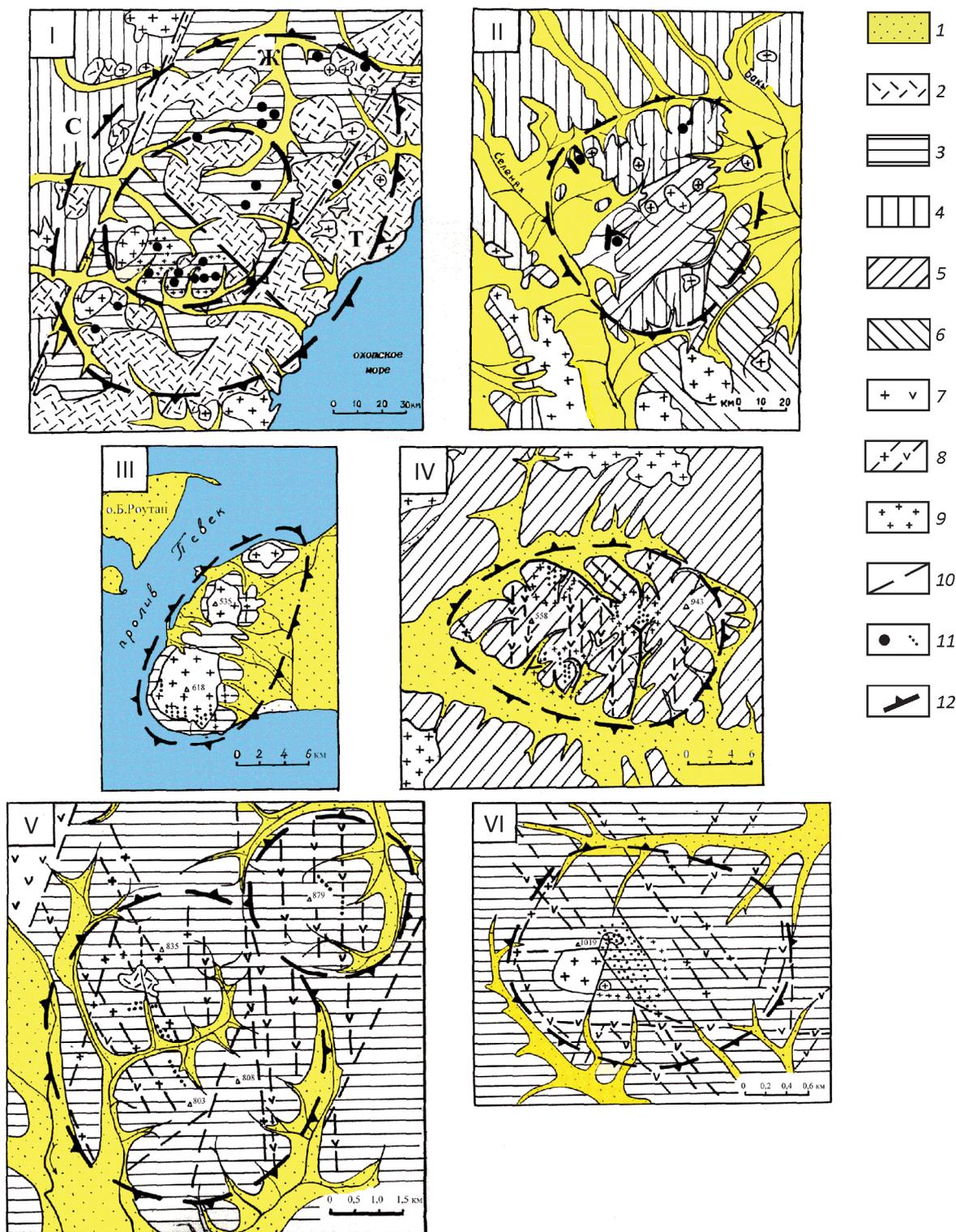


Рис. 4. Морфоструктуры центрального типа рудно-магматических систем разноранговых рудных таксонов:

рудные районы: I – Кавалеровский и Верхне-Уссурский, II – Депутатский; рудные узлы: III – Певекский, IV – Пыркакайский; рудные поля: V – Арсеньевское и Ивановское, VI – Тигриное; 1 – четвертичные осадки; 2 – меловые вулканогенные образования; 3–6 – осадочные отложения: 3 – меловые, 4 – юрские, 5 – триасовые, 6 – палеозойские; 7 – интрузии кислого и средне-основного состава; 8 – дайки кислого и средне-основного состава; 9 – контуры скрытых интрузий; 10 – разрывные нарушения; 11 – месторождения и рудные тела; 12 – контуры положительных морфоструктур центрального типа

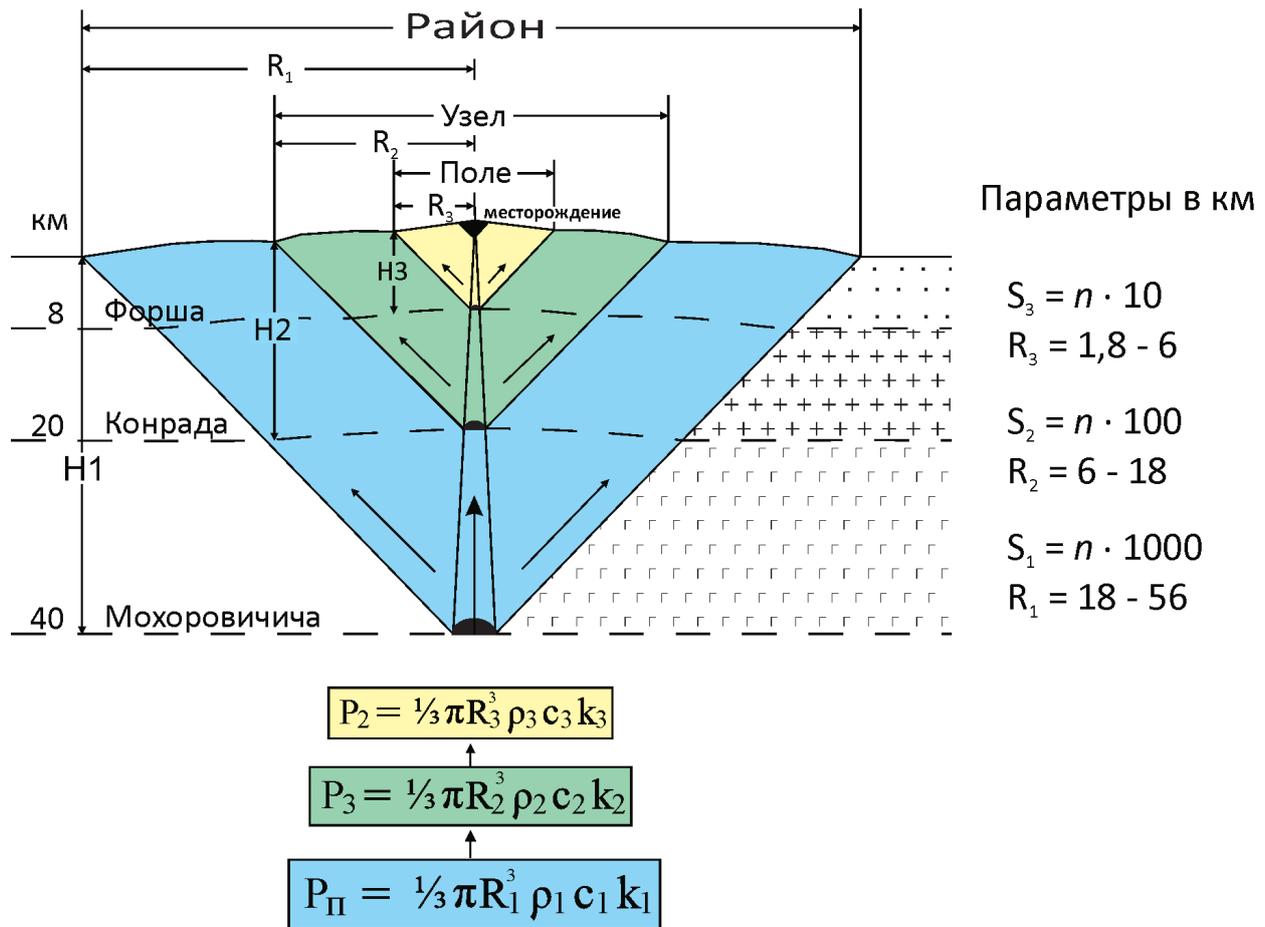


Рис. 5. Концептуальная модель иерархической соподчиненности рудно-магматических систем в земной коре с параметрами для расчета металлогенических ресурсов рудного района, узла и поля:

P_n – потенциальный ресурс рудного района; P_3 – прогнозный ресурс рудного узла; P_2 – прогнозный ресурс рудного поля; S_n – площади локальных таксонов (морфоструктур); R – усредненные радиусы морфоструктур центрального типа, принимаемые равными глубине их заложения H ; ρ – плотности пород, c – геохимическое содержание элемента; k – коэффициент продуктивности

Коэффициент продуктивности в приведенной формуле определяется расчетом в эталонных структурах каждого ранга рудно-магматических систем, в которых разведаны промышленные месторождения, близкие по формационной принадлежности к искомым рудным объектам. Он рассчитывается как отношение запасов металла в месторождении (месторождениях) эталонного таксона к общему количеству его в объемной структуре таксона по геохимическим данным. В СЗС ТРП при исследованиях в Кавалеровском рудном районе коэффициент определен равным $6 \cdot 10^{-6}$, в Комсомольском – $13 \cdot 10^{-6}$, в Депутатском – $7 \cdot 10^{-6}$ [11]. Средние значения коэффициента, вычисленные по рудным полям Кавалеровского района с промышленными месторождениями олова силикатного типа, составили 0,19, а для полей месторождений сульфидного типа – 0,06.

В Сихотэ-Алинском регионе для Восточного рудного узла, вмещающего полиметалльно-вольфрамовое месторождение Восток-2, установлен коэффициент продуктивности 0,0059, для рудного поля этого же месторождения – 0,15, для рудного поля месторождения Лермонтовское, принадлежащего к той же формации, – 0,09. В первом приближении для месторождений олова и вольфрама коэффициенты могут быть приняты: для рудно-магматических систем района – $n \cdot 10^{-6}$, узла – $n \cdot 10^{-4}$, поля – $n \cdot 10^{-2}$. Обычная прямая корреляция между размерами рудного таксона и масштабом оруденения позволяет величину « n » в коэффициенте принять равной « n » в размере площади изучаемого таксона. Напомним, что все разведанные месторождения рассматриваемых формаций на современном уровне эрозии располагаются в приповерхностных условиях.

В разведанных месторождениях протяженность рудных тел на глубину редко превышает один километр. В этом интервале, очевидно, локализируются и не вскрытые рудные скопления. Поэтому коэффициенты продуктивности несут в себе информацию о той части оруденения, которая сконцентрирована вблизи поверхности и будет пригодна для оценки объектов.

Прежде чем перейти к фактурному материалу, необходимому для расчета потенциальных и прогнозных ресурсов рудных таксонов, следует остановиться на научной основе прогнозирования ресурсов минерального сырья. В советское время в его основе лежал системный анализ геологического изучения территорий с последовательной детализацией площадей перспективных металлогенических подразделений разного ранга путем проведения геологосъемочных работ, соответствующих их масштабу, с составлением геологических карт в рамках листов международной разграфки [8, 16, 21]. Мелкомасштабные (1:1 000 000) геолого-геофизические исследования на номенклатурных листах охватывали площади в десятки тысяч км² металлогенических областей и зон. Основная их цель – определение положения рудного района (площадь тысячи км²), геологические, металлогенические и другие характеристики которого, соотносимые с тем же законом перехода количества в качество, отличались от фоновых характеристик вмещающего его более крупного металлогенического подразделения [19]. На следующей стадии проведения среднемасштабных (площадь листа масштаба 1:200 000 тысячи км²) на территории выявленных перспективных районов на том же основании выделялись по характерным для них критериям и признакам площади рудных узлов*. Последние охватывались крупномасштабными (1:50 000–1:25 000) съемками с общими поисками, по материалам которых уверенно выделялись площади рудных полей с обоснованными оценками прогнозных ресурсов категории P₂ [7, 8 и др.].

* В ранние периоды изучения рудоносных площадей, когда ориентировались на выявление месторождений выходящих на поверхность, при фиксации их прямых признаков в процессе среднемасштабных съемок считалось необязательным выделение рудных узлов. Учитывая лишь потенциальную возможность открытия месторождений, количественная оценка прогнозных ресурсов категории P₃ проводилась без привязки к конкретным объектам. По аналогии с более изученными районами такого же типа она распространялась на всю площадь изучаемого района. В дальнейшем площади рудных районов «ковром» покрывались крупномасштабными съемками. На перспективных площадях (рудных узлах) они создавали поисковый задел. На остальной площади с фоновыми характеристиками они тоже были полезны, так как отбраковывали рудопроявления, рассыпанные по площади района. Но даже при таком детальном подходе и существующих методиках они не могли выявлять и оценивать рудные узлы и поля со скрытым оруденением.

Именно эта научно-методическая обоснованность определяла формирование надежного поискового задела, в пределах которого при последующих поисковых и разведочных работах были выявлены большинство известных в настоящее время рудных месторождений.

На этой проверенной научно-методической основе должны собираться данные для расчета потенциальных и прогнозных ресурсов, обозначенных в концептуальной модели иерархической соподчиненности рудных таксонов. Они реально могут поступать из материалов геологических съемок, сопровождающих их геофизических, геохимических, дистанционных, морфоструктурных и других исследований. В настоящее время материалы мелкомасштабных работ, обрабатываемых на основе современных многоцелевых разработок, обобщаются в изданиях комплектов Госгеолкарт-1000/3. В них достаточно материала для представления о вещественном наполнении выделяемой на этой территории рудно-магматической системы района, удельного веса и геохимической специализации слагающих её пород. Но все это касается образований верхней части земной коры. Сведения же о гранитном и тем более базальтовом слоях весьма проблематичны. Они исходят из общих геолого-геофизических представлений о вещественном составе этих образований, их предполагаемой плотности и кларковой геохимии. Из-за приближенности характеристик рудного района его расчетный металлогенический потенциал следует относить к категории потенциальных ресурсов (P_п). Результаты расчетов могут приниматься только как качественные оценки для сопоставления с другими районами. Продолжающееся производство среднемасштабных ГСР-200 и ГДП-200, составление для них многоцелевых современных геофизических, геохимических и других основ обобщаются в издаваемых геологических картах ГК-200/2 и подготавливаемых к изданию фондовых ГК-200 [13]. Они поставляют реальную фактуру для расчета прогнозных ресурсов категории P₃ рудных узлов. Комплексные по своей сути крупномасштабные съемки, сопровождаемые попутными поисками, давали, как уже говорилось, полноценный материал для оценки прогнозных ресурсов категории P₂ рудных полей. Однако при смене экономических отношений в нашей стране и упразднении Министерства геологии произошла практическая ликвидация стадии крупномасштабных геологосъемочных работ. Замена ее стадией поисковых работ за двадцать с лишним лет производства не создала реальный поисковый задел, на котором были бы выявлены и разведаны новые месторождения промышленного масштаба. Следует заметить, что поисковые работы по своей сути не могут создавать геологических основ для выявления рудно-магматических систем, тем более со скрытым оруденением. При отсутствии основы применение других методов прогноза и поисков также становится малоэффективным.

В настоящее время разрабатывается новое положение о порядке проведения геологоразведочных работ по этапам и стадиям. После мелкомасштабной и среднemasштабной стадий изучения территорий предлагается ввести стадию «Геолого-минерагеническое картирование масштаба 1:200 000 и крупнее». Уже первое знакомство с проектом оставляет ощущение игнорирования на этой стадии достижений отечественной геологической науки в области минерагенических и прогнозных исследований. Во-первых, целью геолого-минерагенического картирования ГМК-200 обозначено выявление, оконтуривание и оценка прогнозных ресурсов новых рудных районов, узлов, полей с предполагаемыми месторождениями. Для достижения её в составе ГМК-200 предусматривается проводить минерагенические исследования масштабов 1:200 000, 1:50 000 и крупнее. Трудно представить, как будут обосновываться и осуществляться в пределах одной стадии эти разномасштабные работы. Во-вторых, предусматривается осуществлять геолого-прогнозные работы в естественных границах рудоперспективных структур. Площади таких структур, как правило, отличаются друг от друга у разных исследователей и обычно не соотносятся с рамками порядкового ранжирования. При этом нарушается исходное понятие прогностики, включающее в себя необходимость изучения всей совокупности внешних по отношению к объекту прогноза условий [19]. В-третьих, предлагаемые минерагенические работы освобождают «от необходимости проведения всего комплекса геологических, геофизических, геохимических, геоморфологических и других исследований», то есть не будет соблюдаться главное положение металлогении, предусматривающее комплексное изучение процессов минерализации и геологических факторов в их взаимосвязи [7, 16]. Изложенное показывает, что предлагаемая стадия ГМК-200 достаточна «сырая» и вряд ли сможет привести к выявлению надежного поискового задела.

В настоящее время более очевидна необходимость поднятия статуса науки в локальных металлогенических исследованиях и, главное, восстановление института крупномасштабных геологических работ. Для проведения геологических съемок масштаба 1:50 000–1:25 000 с общими поисками должна быть разработана методическая инструкция нового поколения, суммирующая все достижения геологической науки. Съёмочные работы необходимо сопроводить современным комплексом геофизических работ и, в первую очередь, одномасштабными гравиметрическими исследованиями, позволяющими выделить трехмерные контуры и интерпретировать внутреннее строение рудно-магматических систем (формат 3Д). Обязательное сопровождение их геохимическими поисками по первичным ореолам рассеяния, компьютерная обработка проб которых по программе «ГеоТом» [1] позволяет

получить представление об объемном строении аномальных геохимических полей, определить положение центров рудоконцентраций, количественно рассчитать прогнозные ресурсы. Для выявления скрытых рудных объектов на этой стадии предусмотреть заверочное бурение.

В заключение следует еще раз подчеркнуть, что на современном уровне знаний имеются все предпосылки для разработки инновационной методологии крупномасштабного прогноза, поисков и оценки месторождений рудных полезных ископаемых, в том числе не выходящих на поверхность. Однако возможности существующих прикладных геологических институтов в условиях дефицита кадров и ограниченности средств не дают надежд на осуществление такой крупной научно-методической работы. Для её выполнения необходимо создать научный центр по прикладной геологии рудных полезных ископаемых. Такие центры по другим геологическим направлениям в стране давно существуют: по региональной геологии – ВСЕГЕИ, по геохимии – ИМГРЭ, по нерудному сырью – ЦНИИгеолнеруд. Недавно ВИМС был переориентирован на информационно-аналитическое обеспечение недропользователей. Остается ЦНИГРИ, сохранивший научные школы по многим рудным направлениям, на базе которых с привлечением специалистов по всем металлическим полезным ископаемым реально создание отсутствующего в стране центра по прогнозу, поискам и оценке рудных месторождений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бураго А.И., Бураго В.А.* Теория и методы геохимической томографии в задачах поисковой геохимии // Прикладная геохимия. Вып. 3. Прогноз и поиски. – М.: ИМГРЭ, 2002. С. 49–85.
2. *Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн.* / Под. ред. А.И.Ханчука. – Владивосток: Дальнаука, 2006.
3. *Говоров Н.И.* Геохимия рудных районов Приморья. – М.: Наука, 1977.
4. *Заварицкий А.Н.* Изверженные горные породы. – М.: Изд-во АН СССР, 1956.
5. *Зонешайн Л.П., Кузмин М.И., Моралев В.М.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. – М.: Недра, 1976.
6. *Изох Э.П.* Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. – М.: Недра, 1978.
7. *Локальное прогнозирование плутогенных месторождений молибдена, вольфрама, олова* / Ф.Р.Апельцин, С.Ф.Лугов, В.Т.Покалов и др. – М.: Недра, 1985.
8. *Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых* // Принципы и методы оценки. Ч. 1. – М., 1989.
9. *Митрофанов Н.П.* Значение взаимоотношения калия и олова в известково-щелочных гранитоидах для металлогении // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81. Вып. 1. С. 74–84.

10. Митрофанов Н.П. Геодинамические режимы в Северо-Западном секторе Тихоокеанского рудного пояса на рудном этапе формирования месторождений олова // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 1. С. 59–72.
11. Митрофанов Н.П. Металлогеническое районирование: состояние и перспективы // Отечественная геология. 2006. № 3. С. 12–20.
12. Митрофанов Н.П. Геодинамические условия формирования месторождений олова в северо-западном секторе Тихоокеанского рудного пояса. – М., 2013.
13. Морозов А.Ф., Лыгин А.М., Петров О.В. Итоги работ по государственному общегеологическому изучению недр в 2014 г. и задач на 2015г. // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2015. № 4. С. 3–20.
14. Морфотектонические системы центрального типа Сибири и Дальнего Востока / Г.И.Худяков, А.П.Кулаков, Б.В.Ежов и др. – М.: Наука, 1988.
15. Овчинников Л.Н. Прогноз рудных месторождений. – М.: Недра, 1992.
16. Основные принципы составления, содержания и условные обозначения металлогенических и прогнозных карт рудных районов / Е.Т.Шаталов, А.В.Орлова, К.В.Яблоков и др. – М.: Недра, 1964.
17. Павловский А.Б., Митрофанов Н.П., Бурова Т.А. Источники и рудно-формационные особенности крупных месторождений высококачественных оловянных руд // Отечественная геология. 1998. № 4. С. 21–28.
18. Покалов В.Т. // Рудно-магматические системы гидротермальных месторождений. – М.: Недра, 1992.
19. Прогностика / Под ред. В.И.Сидорова. – М.: Наука, 1978.
20. Региональная металлогения и ее роль в воспроизводстве минерально-сырьевой базы России / В.М.Терентьев, А.Ф.Карпузов, К.А.Марков и др. // Региональная геология и металлогения. 2000. № 11. С. 68–78.
21. Рундквист Д.В. Современные проблемы металлогении // Вестник АН СССР. 1984. № 8. С. 74–85.
22. Соловьев В.В. Структуры центрального типа территории России по данным геолого-морфоструктурного анализа. – Л., 1987.
23. Схема металлогенического районирования территории России. Масштаб 1:5 000 000. Объяснительная записка. – М.: МПР РФ, ИМГРЭ, ГЕОКАРТ, 2002.
24. Шафрановский И.И., Плотников Л.М. // Симметрия в природе. – Л.: Недра, 1968.

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Плата с авторов за публикацию (в том числе с аспирантов) не взимается. Гонорар не выплачивается. Автор, подписывая статью и направляя ее в редакцию, тем самым предоставляет редакции право на ее опубликование в журнале и размещение в сети «Интернет».

Направление в редакцию работ, опубликованных ранее или намеченных к публикациям в других изданиях, не допускается.

По всем вопросам, связанными со статьями, следует обращаться в редакцию по тел. +7 (495)315-28-47, E-mail: ogeo@tsnigri.ru

Адрес редакции: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1

Сугджарский рудно-россыпной узел Приамурской золотоносной провинции: геологическое строение и перспективы золотоносности

А.В.МЕЛЬНИКОВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии и природопользования Дальневосточного отделения Российской академии наук (ИГиП ДВО РАН); 675000, Амурская обл., г. Благовещенск, пер. Релочный, д. 1),
В.А.СТЕПАНОВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Научно-исследовательский геотехнологический центр Дальневосточного отделения Российской академии наук (НИГТЦ ДВО РАН); 683002, г. Петропавловск-Камчатский, Северо-Восточное шоссе, д. 30)

Установлено, что Сугджарскому рудно-россыпному узлу отвечает значительно эродированная палеовулканическая структура центрального типа, сложенная вулканитами и субвулканическими интрузиями раннемелового возраста. В пределах узла известны рудопроявления золотокварцевой и золотосеребряной формации, а также крупные россыпи золота. Промышленно значимых месторождений не выявлено, что свидетельствует о слабой изученности площади узла на рудное золото. Наиболее перспективными для постановки поисково-оценочных работ являются рудопроявления Звездное золотосеребряной формации и Гарган золотокварцевой. Выявление новых россыпей прогнозируется в верховьях р. Иракан Малый, а также в долинах рек Джиктанда и Сивакан. Отвалы крупных россыпей представляют интерес на обнаружение техногенных россыпей золота.

Ключевые слова: рудно-россыпной узел, золото, месторождение, россыпь, рудная формация.

Мельников Антон Владимирович
Степанов Виталий Алексеевич



anton_amur@mail.ru
vitstepanov@yandex.ru

Sugzharsky ore-placer cluster of the Amur gold-bearing province: the geological structure and gold endowment prospects

A.V.MELNIKOV, V.A.STEPANOV

It was found that the ore-placer Sugzharsky cluster corresponds to a significantly eroded paleovolcanic structure of the central type, composed of volcanic and subvolcanic intrusions of Early Cretaceous age. Within the site, occurrences of gold-quartz and gold-silver formation, as well as large gold placers are known. Economic deposits have not been identified, indicating the poor knowledge of the area to host ore gold. The most promising for prospecting-evaluation surveys are Zvezdnoye occurrence of gold-silver formation and Gargan occurrence of gold-quartz formation. Identification of new placers is projected in the upper reaches of Maly Irakan river, as well as in Dzhiktanda and Sivakan river valleys. Dumps of major placers are of interest for the discovery of gold placers.

Key words: ore-placer cluster, gold, deposit, placer, ore formation.

Сугджарский рудно-россыпной узел расположен на восточном фланге Южной подзоны Северо-Становой металлогенической зоны Приамурской золотоносной провинции, в низовьях рек Ток и Сивакан [1]. В пределах узла известен ряд рудопроявлений и многочисленных, в том числе, крупные россыпи золота (рис. 1).

Геологическое строение. Сугджарский рудно-россыпной узел сложен гранито-гнейсовыми комплексами архея, прорванными интрузивными массивами средне-позднеюрского и раннемелового возраста и перекрытыми вулканитами раннего мела. Наиболее древние стратифицированные образования – нерасчлененные гнейсы и кристаллосланцы нижнего архея,

широко развитые в центральной и юго-западной частях узла. На них согласно залегают плагиогнейсы с прослоями кристаллических сланцев и гнейсов марпалачской свиты верхнего архея. Они локально распространены в юго-восточной и северо-западной частях узла. Выше залегают раннемеловые образования. В низах разреза расположены песчаники, конгломераты и гравелиты амагаласской свиты, слагающие небольшую впадину вблизи северной границы узла. Стратиграфически выше следуют вулканиты бомнакской свиты. Они разделены на две подсвиты. Нижняя сложена трахиандезитами, андезитами и андезибазальтами, а верхняя – трахириолитами, трахириодацитами и трахидацитами.

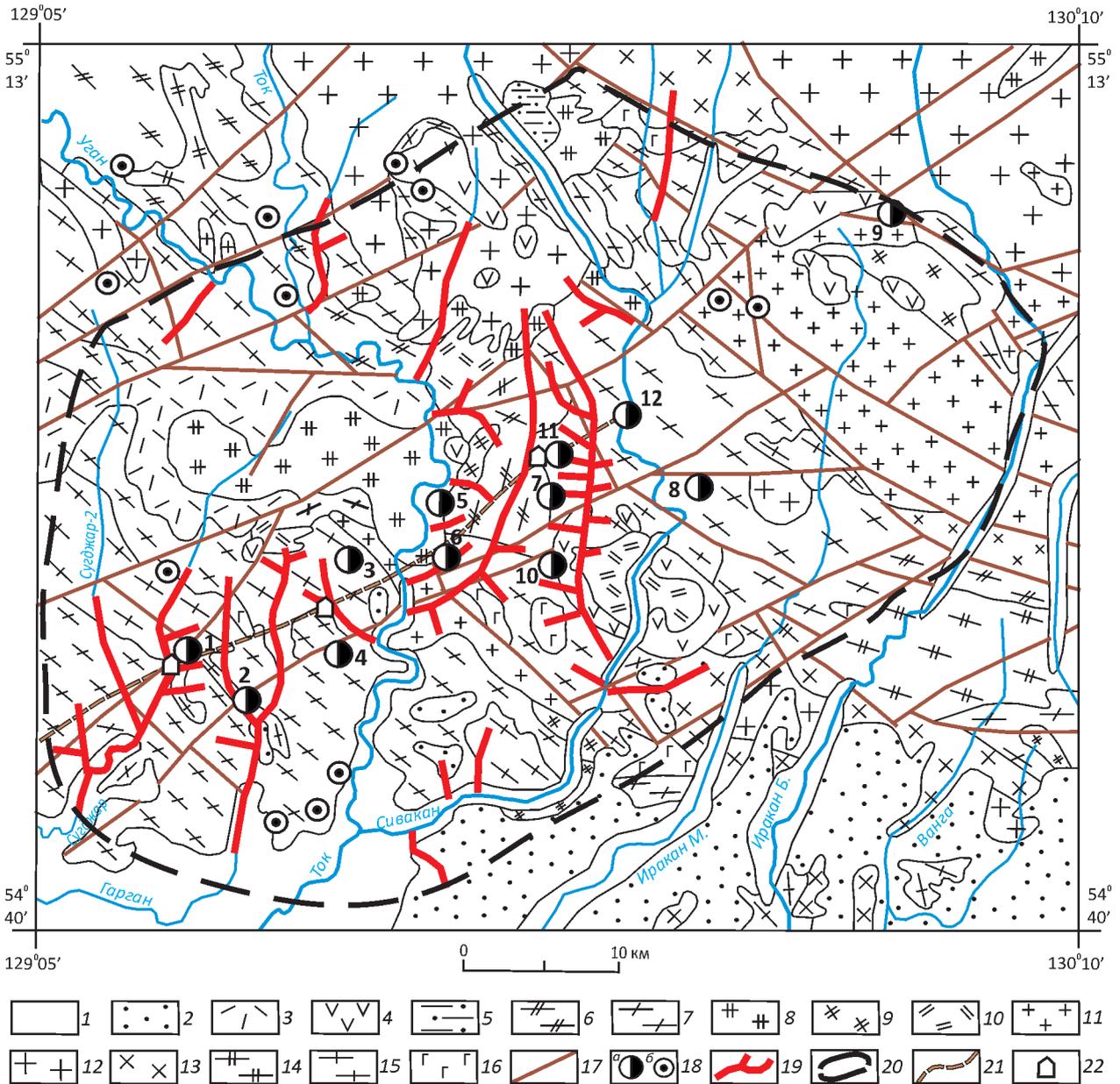


Рис. 1. Сугдджарский рудно-россыпной узел, геологическое строение. По данным Н.Н.Петрука и др., 2001:

1 – аллювиальные галечники, пески и глины квартера; 2 – пески с прослоями алевритов, глин, лигнитов, галечников нерасчлененных темнинской и белогорской свит миоцен-неоплейстоцена; 3 – трахириолиты, трахириодациты, трахидациты верхней подсвиты бомнакской свиты нижнего мела; 4 – трахиандезиты, андезиты, андезибазальты нижней подсвиты бомнакской свиты нижнего мела; 5 – песчаники, конгломераты, гравелиты амагаласской свиты нижнего мела; 6 – плагиогнейсы с прослоями кристаллических сланцев и гнейсов марпалачской свиты верхнего архея; 7 – кристаллические сланцы и гнейсы нижнего архея нерасчлененные; 8 – гранодиориты, кварцевые сиениты второй фазы токсско-сиваканского комплекса раннего мела; 9 – кварцевые монзониты, монзониты первой фазы токсско-сиваканского комплекса раннего мела; 10 – трахириолиты, риолиты, риодациты бомнакского комплекса раннего мела; 11 – лейкограниты, субщелочные граниты ираканского комплекса раннего мела; 12 – гранодиориты, сиениты второй фазы тындинско-бакаранского комплекса средней-поздней юры; 13 – кварцевые диориты, монзониты первой фазы тындинско-бакаранского комплекса средней-поздней юры; 14 – граниты, гранодиориты таксакандинского комплекса позднего архея; 15 – плагиограниты, гнейсовидные граниты древнестанового комплекса раннего архея; 16 – метаморфизованные габбро, габбро-амфиболиты раннего архея; 17 – разломы; 18 – рудопроявления (а): 1 – Михайло-Семеновское, 2 – Гарган, 3 – Николаевское, 4 – Блудное, 5 – Покровское, 6 – Сергеевское, 7 – Звездное, 8 – Финальное, 9 – Иракан, 10 – Веселое, 11 – Дарюкча, 12 – Сивакан и пункты минерализации (б) золота; 19 – россыпи золота; 20 – граница узла; 21 – автодорога; 22 – населенные пункты

Отложения миоцен-неоплейстоценового возраста, представленные песками с прослоями алевритов, глин, лигнитов и галечников нерасчлененных темнинской и белогорской свит, слагают ряд впадин, главным образом, в южной части узла.

Интрузивные образования по возрасту делятся на архейские и позднемезозойские. В раннем архее произошло внедрение вначале небольших линзовидных тел метаморфизованных габбро и габбро-амфиболитов, развитых преимущественно в южной части узла. Затем были сформированы вытянутой формы послойные интрузии плагиогранитов и гнейсовидных гранитов древнестанового комплекса. Крупные массивы этих гранитоидов известны в западной части площади. В позднем архее были образованы интрузии гранитов и гранодиоритов таксакандинского комплекса, слагающие отдельные тела в юго-восточном и северо-западном углах площади. Мезозойский этап интрузивной деятельности начинался с внедрения в средне-позднеюрское время крупных двухфазных массивов тындинско-бакаранского комплекса в северной и гораздо меньше – в южной части узла. Первая, наименее распространенная фаза представлена кварцевыми диоритами и монцонитами, вторая – гранодиоритами и сиенитами. В раннемеловое время были сформированы сначала небольшие интрузии лейкогранитов и субщелочных гранитов ираканского комплекса. Затем произошло становление мелких субвулканических интрузий трахириолитов, риолитов и риодацитов бомнакского комплекса. Закончился раннемеловой этап внедрением интрузий двухфазного токско-сиваканского комплекса, первая фаза которого представлена кварцевыми монцонитами и монцонитами, а вторая – гранодиоритами и кварцевыми сиенитами. Раннемеловые интрузии тяготеют к центральной, наиболее золотоносной части узла.

В пределах узла преобладают разрывные нарушения северо-восточного направления, ограничивающие площадь узла с северо-запада и юго-востока. Менее развиты разломы северо-западного плана. Метаморфические образования архея собраны в серию линейных складок северо-западного простирания. Они прорваны субсогласными интрузиями раннего и позднего архея, а также массивами и мелкими интрузиями мезозойского возраста. Перекрывающими комплексами служат песчано-галечные породы амагаласской свиты раннего мела, вулканы бомнакской свиты того же возраста, а также рыхлые осадки миоцен-неоплейстоценового и четвертичного возраста.

В целом рудно-россыпному узлу отвечает слабо вытянутый в северо-восточном направлении блок, в пределах которого расположена эродированная вулканоструктура центрального типа. Фрагменты ее сохранились в центральной части узла. Прикорневая часть структуры расположена в долине р. Сивакан. Она сложена по краям вулканами бомнакской

свиты, а в центре – субвулканической интрузией трахириолитов, риолитов и риодацитов бомнакского комплекса.

Площади узла отвечает знакопеременное магнитное поле (ΔT) α . В северо-восточной и южной ее частях преобладает отрицательное магнитное поле от –100 до –300 нТл. Через центральную часть узла в субширотном направлении прослеживается крупная положительная аномалия магнитного поля с отдельными максимумами до 2001 нТл. Она вызвана наличием полей вулканических среднее и кислого составов бомнакской свиты раннего мела.

Анализ результатов литохимического опробования масштаба 1:200 000 позволил выделить на площади узла аномальное геохимическое поле в ранге рудного узла золотомолибденовой специализации. Площадь узла перспективна на золотокварцевое, золотосеребряное и кварц-молибденит-серицитовое оруденение (Д.Л.Вьюнов и др., 2002).

Золотое оруденение. В Сугджарском узле известен ряд рудопроявлений золота. Наиболее перспективные из них – Гарган, Звездное, Финальное и Дарюкча.

Рудопроявление Гарган расположено на правом берегу одноименной реки в юго-западном углу площади узла. Вмещающие породы представлены диафорированными и милонитизированными кристаллическими сланцами, прорванными интрузиями гранитов и габбро архея, а также дайками раннего мела (рис. 2). Золотое оруденение приурочено к мощной (до 2 км) зоне расланцевания и диафореза субширотного простирания с жилами и линзами кварца. Внутри нее обособлены две зоны окварцевания и кварцевых прожилков мощностью 2,5–3 м. Содержания золота в борздовых пробах 0,2–10,8 г/т (Ю.В.Кошков и др., 1975). Кроме того, установлены минерализованные золотоносные зоны северо-восточного простирания. Ширина их достигает 200–750 м, протяженность более 10 км. Зоны содержат согласные со сланцеватостью кварцевые, карбонат-кварцевые, кварц-пиритовые жилы и прожилки мощностью 10–20 см. Содержание золота от 0,1 до 10 г/т. В тектонических брекчиях вдоль контактов даек раннемеловых риолитов мощностью до 20 м и протяженностью 600–800 м отмечаются прожилковое окварцевание и жилы халцедоновидного гребчатого кварца с сульфидами. Содержание золота в кварце – 20 г/т, в окварцованных риолитах – 10,8 г/т. Проба самородного золота – 700–710‰ (3 определения). По результатам поисковых работ масштаба 1:10 000 выявлена Бомнак-Улягирская золотоносная зона протяженностью 3,45 км и шириной 0,15–0,35 км [4]. Прогнозные ресурсы золота составили: по категории P_1 – 5 т; по категории P_2 – 50 т, серебра по категории P_2 – 52 т (Л.В.Савенко, 2011).

Рудопроявление Звездное находится в центральной части узла на водоразделе руч. Владимирский и р. Утанжа-Улягир, левого притока р. Сивакан (рис. 3).

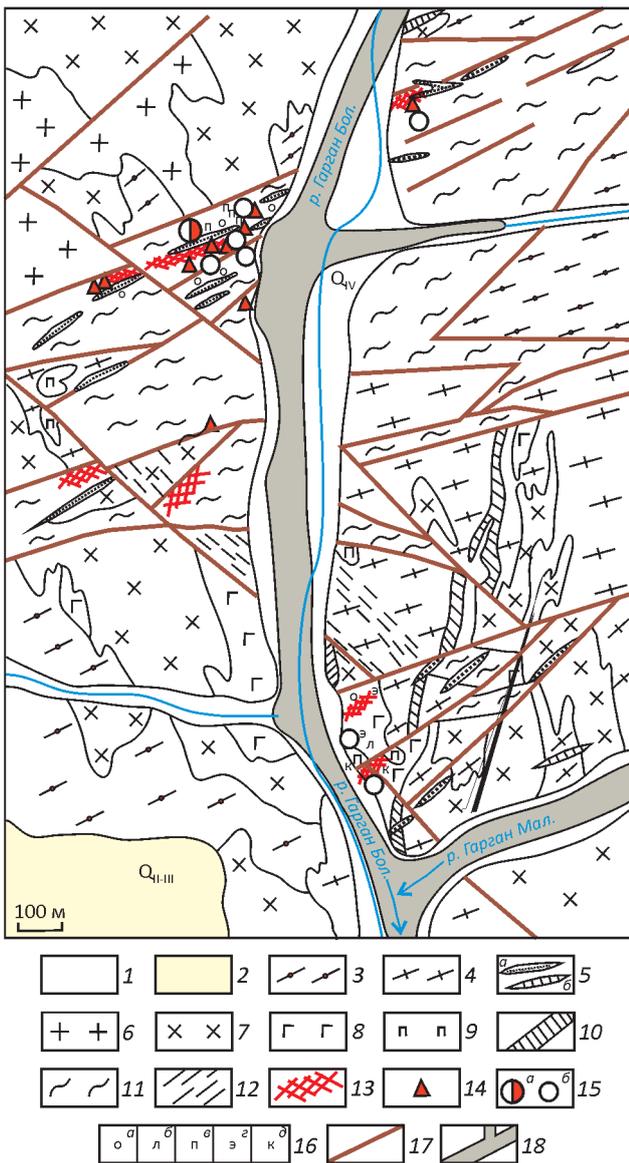


Рис. 2. Рудопроявление Гарган. По данным Ю.С.Ляховкина и др., 1971:

1 – современные аллювиальные отложения (пески, галечники, супеси), Q_{IV} ; 2 – средне-верхнечетвертичные отложения (пески, супеси с галькой), Q_{III-IV} ; 3 – амфиболиты, реже роговообманковые, пироксен-роговообманковые гнейсы, кристаллосланцы нижнего архея; 4 – пироксеновые, пироксен-роговообманковые кристаллосланцы, прослои и линзы амфиболитов, кварцитов нижнего архея; 5 – раннемеловые дайки: а – кварцевых порфиров, б – диоритовых порфиритов; б – граниты лейкократовые аляскитовые позднего архея; 7 – амфиболовые и биотит-амфиболовые гнейсовидные граниты позднего архея; 8 – амфиболизированное габбро, габбро-амфиболиты позднего архея; 9 – пироксениты, габбро-пироксениты; актинолитовые и тремолит-актинолитовые породы мезозоя; 10 – прослои гранат-пироксеновых гнейсов и кварцитов позднего архея; 11 – диафориты и бластомилониты позднего архея; зоны: 12 – расланцевания и диафореза, 13 – брекчирования; 14 – высыпки кварцевых брекчий и жильного кварца; 15 – рудопроявление Гарган (а), пункты минерализации золота (б); 16 – гидротермальные изменения пород: а – окварцевание, б – лимонитизация, в – пиритизация, г – эпидотизация, д – карбонатизация; 17 – разломы; 18 – россыпи золота

Оно приурочено к Сиваканской субвулканической структуре, представленной некками андезитов, субвулканическими телами и дайками риолитов и гранит-порфиров раннемелового возраста. Вмещающими породами служат диафоритованные кристаллосланцы и гнейсы нижнего архея. Здесь выявлена полоса (15×2 км) серицитизированных, аргиллизированных, пиритизированных, окварцованных тектонических брекчий и жильного кварца. Содержание золота меняется от 0,01 до 20 г/т, серебра достигает 100 г/т [4]. Наиболее перспективные – Центральное и Юго-Западное рудные тела, представленные зонами окварцованных брекчий. Центральное рудное тело вскрыто 5 канавами. Борздовым опробованием установлено содержание золота от 1,3 до 8,6 г/т на мощность 7,5 м. Примесь серебра – 1 г/т, меди – 0,003–0,5%, свинца – 0,003–0,1%. Юго-Западное тело вскрыто 3 канавами.

Мощность его 8 м, протяженность 550 м, содержание золота от 0,1 до 2 г/т. Проба самородного золота низкая – 720–744‰ (11 определений). Прогнозные ресурсы по категории P_2 Звездного рудного поля составляют: золота – 64 и серебра – 370 т (Л.В.Савенко, 2011).

Рудопроявление Финальное расположено в восточной части узла, в бассейне нижнего течения руч. Мукунда 1-я (рис. 4). В геологическом строении принимают участие нижнеархейские гнейсы и амфиболиты, прорванные раннепротерозойскими перидотитами и гранитами, а также дайками раннемеловых кварцевых порфиров. В зонах катаклаза и дробления локализованы окварцованные, пиритизированные породы, сцементированные кварцем, а также брекчии, несущие золотую минерализацию. Выявлены 4 золотоносные зоны. **Центральная золотоносная зона** протяженностью 800 м представлена окварцованными и сульфидизированными гнейсами, амфиболитами, гранодиорит-порфирами и диоритовыми порфиритами. Мощность зоны достигает 40 м. В ней установлены содержания золота от 0,01 до 1 г/т. Золото ассоциирует с серебром, баритом и шеелитом. **Северо-восточная зона дробления**, окварцевания и пиритизации пород расположена вдоль контакта кварцевых порфиров. Видимая мощность зоны около 10 м. Золото с содержанием 0,02–1 г/т обнаружено в 3 пробах из окварцованных кварцевых порфиров и милонитов.

В **северо-западной золотоносной зоне** содержание золота от 0,01 до 1 г/т. Золото ассоциирует со свинцом (0,3%), цинком (0,1%), серебром (0,01%) и баритом.

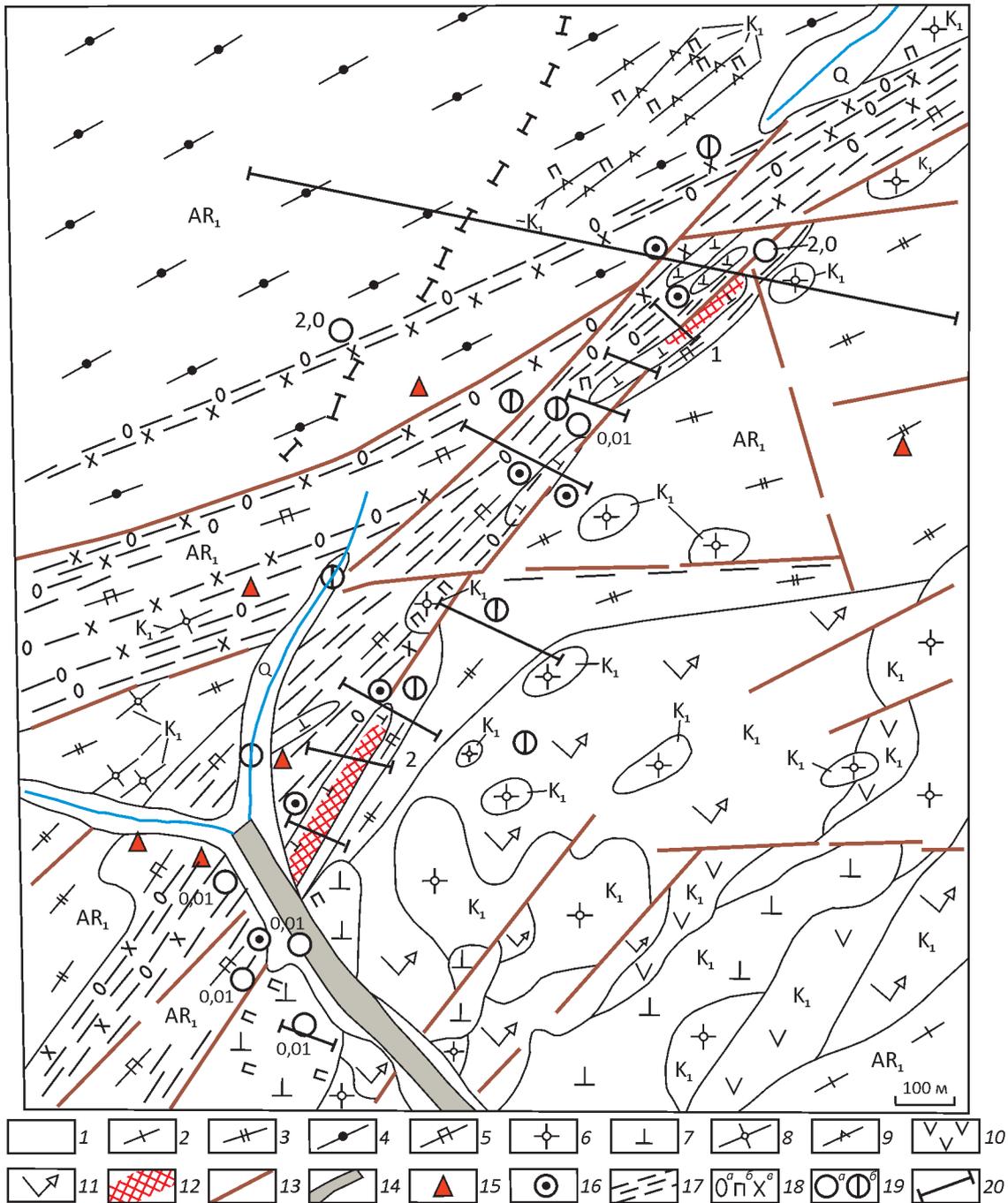


Рис. 3. Рудопоявление Звездное. По данным В.Г.Сенкевича и др., 1970:

1 – современные аллювиальные отложения (пески, галечники, валунники); 2 – гнейсы гранат-биотит-роговообманковые, гранат-роговообманково-биотитовые, гранат-биотитовые, биотит-роговообманковые нижнего архея; 3 – тонкополосчатые мелкозернистые биотитовые, реже роговообманковые гнейсы с прослоями и линзами амфиболитов нижнего архея; 4 – тонкополосчатые мелкозернистые биотит-роговообманковые и биотитовые гнейсы с прослоями роговообманковых гнейсов и амфиболитов нижнего архея; 5 – роговообманковые, биотит-роговообманковые гнейсы и амфиболиты, превращенные в тектонические сланцы - диафориты нижнего архея; 6 – кварцевые порфиры, гранит-порфиры раннего мела; 7 – флюидалльные кварцевые порфиры раннего мела; 8 – дайки гранит-порфиров, кварцевых порфиров раннего мела; 9 – дайки диоритовых порфиров раннего мела; 10 – андезитовые порфиры некков раннего мела; 11 – вулканические брекчи жерловой фации среднего состава раннего мела; 12 – зоны золотоносных брекчий, сцементированные кварцем: 1 – Центральная, 2 – Юго-Восточная; 13 – разломы; 14 – россыпи золота; 15 – окварцованные брекчи в делювии; 16 – жильный кварц в делювии; 17 – зоны катаклаза и дробления; 18 – гидротермальные изменения пород: а – окварцевание, б – пиритизация, в – хлоритизация; 19 – штуфные пробы с золотом: а – по спектральному (г/т) и б – по минералогическому анализу; 20 – линии каналов

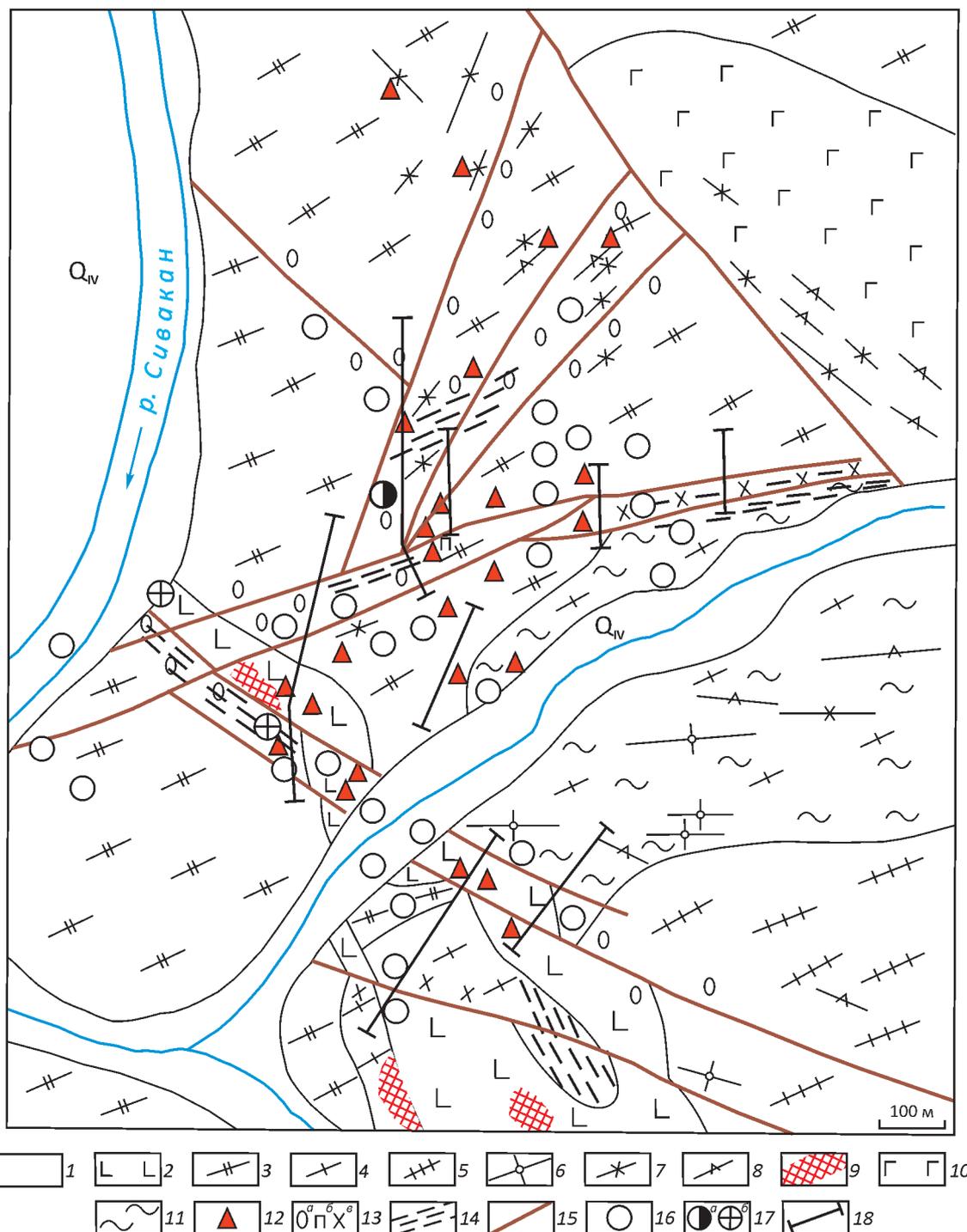


Рис. 4. Рудопроявление Финальное. По данным В.Г.Сенкевича и др., 1970:

1 – современные аллювиальные отложение (пески, галечники, валунники); 2 – кварцевые порфиры раннего мела; 3–5 – нижнеархейские метаморфиты: 3 – гнейсы роговообманковые, биотит-роговообманковые, 4 – гнейсы гранат-биотит-роговообманковые, гранат-биотитовые, 5 – гнейсы роговообманково-биотитовые, роговообманковые, амфиболиты; 6–8 – дайки позднего мела: 6 – гранит-порфиров, 7 – гранодиорит-порфиров, 8 – диоритовых порфиров; 9 – брекчии кварцевых порфиров; 10 – габбро-амфиболиты раннего протерозоя; 11 – мигматиты; 12 – кварцевые брекчии в делювии; 13 – гидротермальные изменения: а – окварцевание, б – пиритизация, в – хлоритизация; 14 – зоны дробления и катаклаза; 15 – разломы; 16 – штупные и бороздовые пробы с содержанием золота от 0,1 до 1 г/т; 17 рудопроявления (а) и пункты минерализации (б) золота; 18 – линии каналов

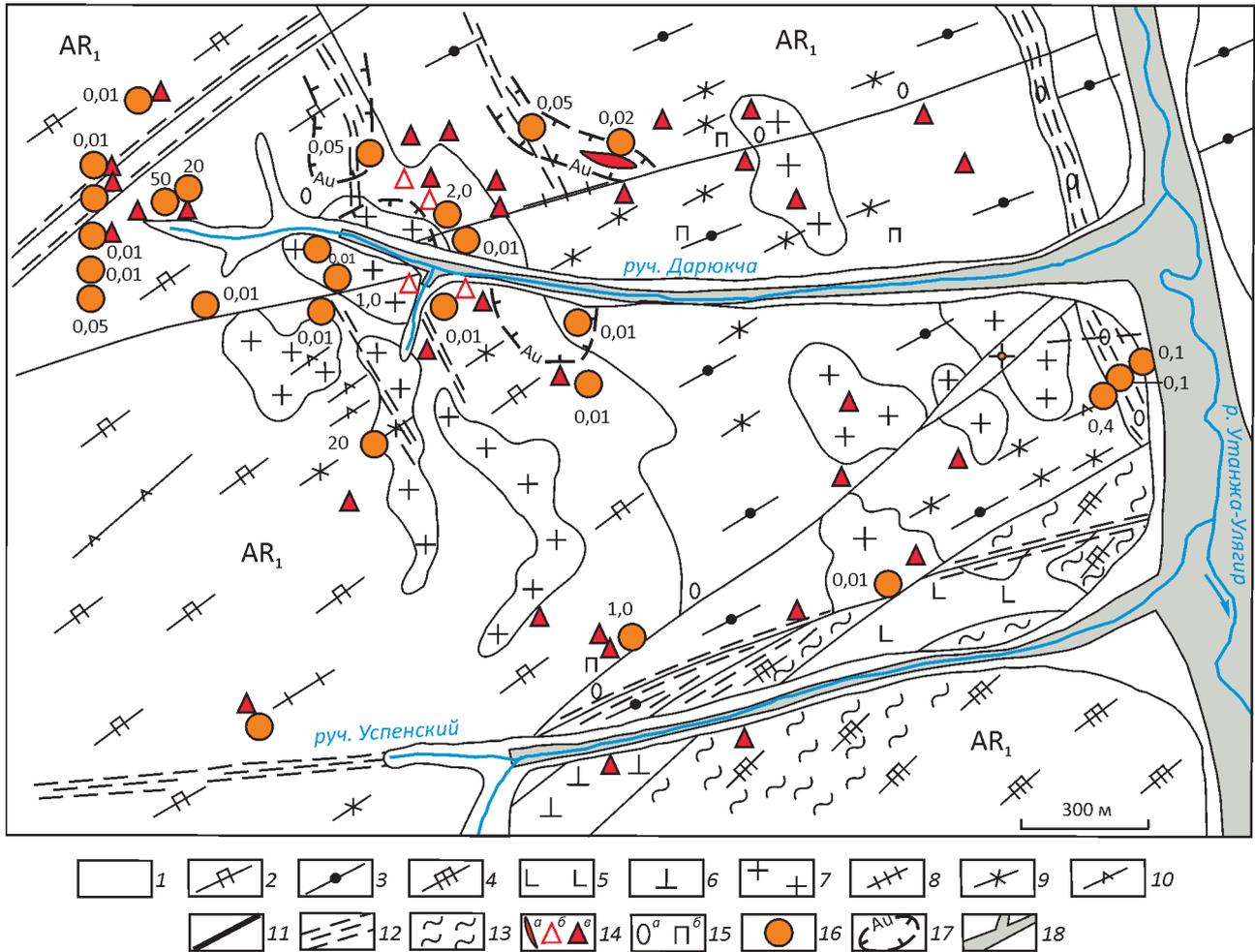


Рис. 5. Рудопоявление Дарюкча. По данным по В.Г.Сенкевича и др., 1970:

1 – современные аллювиальные отложения (пески, галечники, валунники); 2 – тонкополосчатые роговообманково-биотитовые и биотит-роговообманковые гнейсы с линзами амфиболитов нижнего архея; 3 – тонкополосчатые биотит-роговообманковые, роговообманковые, роговообманково-биотитовые гнейсы нижнего архея; 4 – роговообманковые, биотит-роговообманковые гнейсы и амфиболиты нижнего архея; 5 – флюидальные кварцевые порфиры раннего мела; 6 – кварцевые порфиры раннего мела; 7 – гнейсовидные биотитовые граниты раннего протерозоя; 8 – дайки гранит-порфиров позднего мела; дайки: 9 –гранодиорит-порфиров позднего мела и 10 – диоритовых порфиров позднего мела; 11 – разломы; 12 – зоны катаклаза и милонитизации; 13 – тектонические сланцы (диафориты); 14 – кварцевые жилы (а), обломки кварца в делювии (б), рудные брекчии, сцементированные кварцем (в); 15 – гидротермальные изменения: а – окварцевание, б – пиритизация; 16 – штуфные и борзодовые пробы с содержанием золота (г/т); 17 – шлиховые ореолы рассеяния золота в делювии; 18 – россыпи золота

Восток-юго-восточная зона дробления, окварцевания и пиритизации мощностью 10 м приурочена к контакту с кварцевыми порфирами. Содержание золота низкое (0,01–0,05 г/т). Проба самородного золота – 727–765‰ (9 определений). Оруденение отнесено к малосульфидной золото-кварцевой формации. Прогнозные ресурсы по категории P_2 составляют: золота – 24 и серебра – 240 т (Л.В.Савенко, 2011).

Рудопоявление Дарюкча расположено в центральной части узла, на правом берегу руч. Утанжа-Улягир

(рис. 5). При обследовании долины ручья в отвалах россыпи и в делювии обнаружены обломки кварца с содержанием золота 50 г/т.

В геологическом строении участвуют нижнеархейские гнейсы и амфиболиты, прорванные раннепротерозойскими гранитами, а также дайками кварцевых порфиров, диоритовых порфиров, гранит-порфиров раннего и позднего мела. Золотоносными являются кварцевые жилы, окварцованные и пиритизированные породы, а также брекчии, сцементированные кварцем.

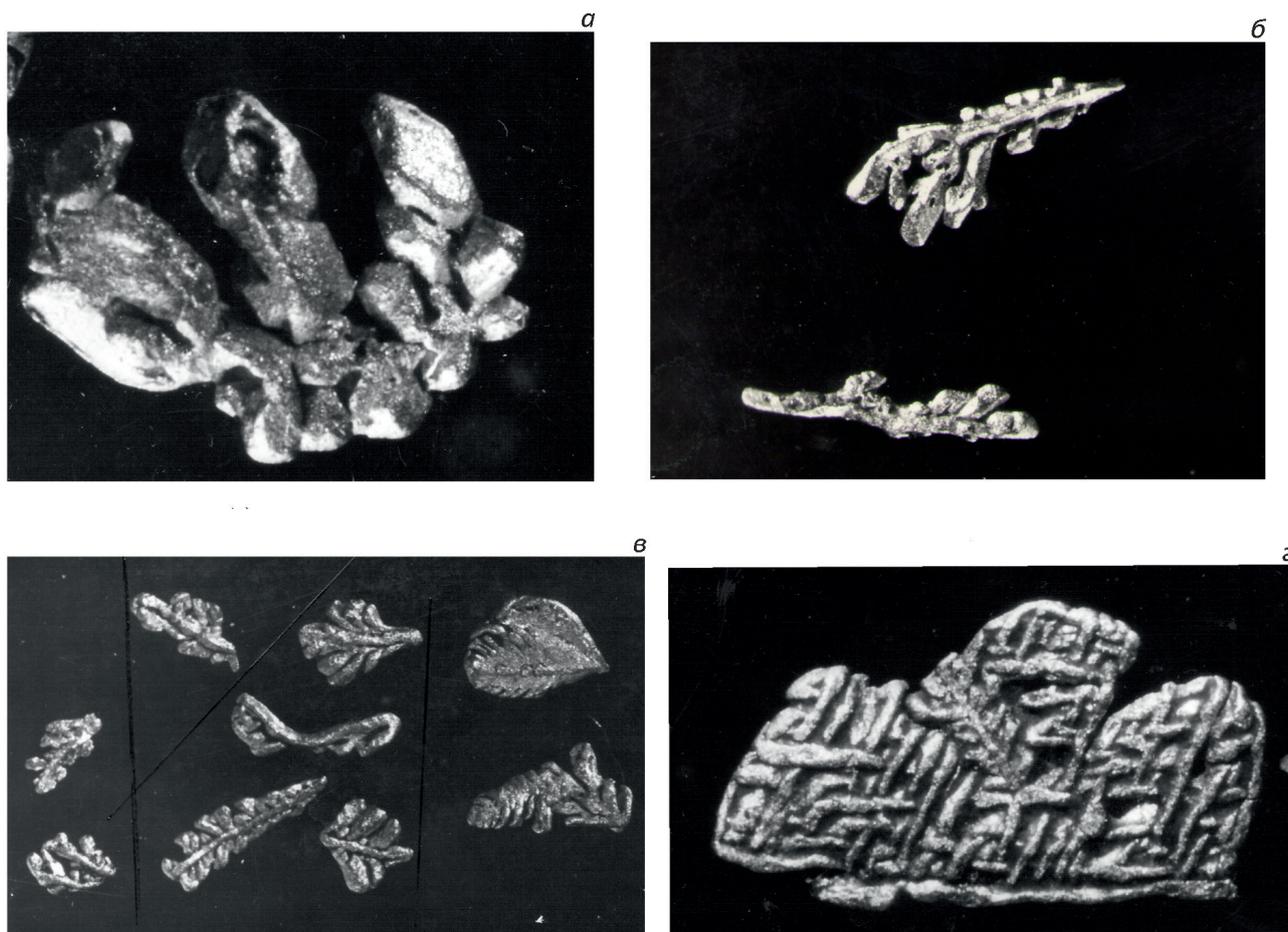


Рис. 6. Разнообразные формы самородного золота россыпей Сугджарского узла:

а – друзовидный сросток кристаллов золота из россыпи руч. Антониновский, линия № 20, увел. 20; *б* – веточковидные дендриты из россыпи руч. Антониновский, линия № 90, увел. 20; *в* – плоские веточковидные и листовидные дендриты из россыпи руч. Гарган, линия № 100, увел. 15; *г* – плетёный дендрит золота из россыпи р. Сугджар-2, линия № 267, увел. 40

Высокие содержания золота установлены в лимонитизированном кварце. Содержания золота в штучных и бороздовых пробах достигают 20–50 г/т (3 пробы). В верховьях руч. Дарюкча в копушах встречены единичные полуокатанные обломки (размер до 5–10 см) лимонитизированного кварца и окварцованного гематитизированного гранита. В 3 штучах из 5 содержание золота 20–50 г/т. Золото ассоциирует со свинцом (0,3–0,5%), серебром (0,007–0,01%), вольфрамом (0,03%), цинком (0,01%), висмутом (0,003%), медью (0,007%). В протоочках установлены самородное золото и аргентит. Золото крупное (0,05–1 мм), крючковатой формы, светло-желтого цвета. Проба его низкая (765–779%). В россыпи руч. Дарюкча обнаружен самородок золота весом 85 г. Оруденение отнесено к золотокварцевой формации (В.Г.Сенкевич и др., 1970).

Россыпи золота. В Сугджарском узле известны многочисленные, в том числе крупные россыпи золота.

Из них добыто около 28,657 т золота, что на порядок выше, чем в других рудно-россыпных узлах Южной подзоны Северо-Становой металлогенической зоны. Из россыпей добыто золота (в т): Утанджа-Улягир – 4,7, Большой Гарган – 3,4, Михайло-Семеновский – 3,1, Сугджар-3 – 3, Гарган – 2,9, Владимировский – 2,5. Самородное золото в россыпях в основном мелкое и средней крупности. Редко встречаются небольшие самородки весом до 85 г. Форма золотинок разнообразная, преобладает пластинчатая, лепешковидная и комковидная, реже встречаются золотины нитевидной, дендритовидной, друзовидной, еще реже игольчатой, листовидной, таблитчатой форм (рис. 6).

Средняя проба золота в россыпях меняется от 640 (руч. Константиновский) до 857‰ (руч. Соловьева). Наиболее распространено самородное золото с пробой в пределах 800–850‰, небольшой пик наблюдается в интервале пробы 725–750‰ (рис. 7).

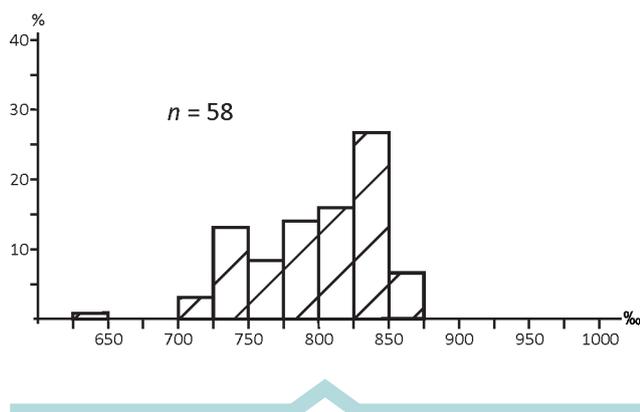


Рис. 7. Гистограмма пробы россыпного золота Сугдjarского узла

Обсуждение результатов. Золотое оруденение и россыпи золота сосредоточены главным образом в центральной и юго-западной частях Сугдjarского узла. Рудопроявления золота контролируются разломами северо-восточного простирания, проходящими по диаметру узла. Оруденение относится к золото кварцевой, в меньшей степени к золотосеребряной формации. Оно сопровождается дайками пестрого состава раннемелового возраста и частично расположено в раннемеловых эффузивах, что свидетельствует о раннемеловом возрасте золотого оруденения. Золотосеребряное рудопроявление Звездное находится в центральной части узла и приурочено к Сиваканской вулканоструктуре. Оно представлено зоной окварцевания среди серицитизированных, аргиллизированных, пиритизированных, окварцованных тектонических брекчий. Проба самородного золота низкая (720–744‰). Рудопроявления золото кварцевой формации (Гарган, Финальное и др.) представлены кварцевыми жилами, зонами брекчирования и жильно-прожилкового окварцевания. Самородное золото рудопроявлений золото кварцевой формации меняется от 689 до 812‰. Наблюдается некоторое увеличение пробы самородного золота в пределах узла с юго-запада на северо-восток.

Из россыпей добыто более 28 т золота. Самородное золото в россыпях в основном мелкое и средней крупности, встречаются небольшие самородки. Форма золотин пластинчатая, лепешковидная и комковидная, а также нитевидная, дендритовидная, друзовидная, реже игольчатая, листовидная и таблитчатая. Проба его в основном средняя (800–850‰) и низкая (725–750‰), по составу оно отвечает золоту из рудопроявлений золото кварцевой и золотосеребряной формаций. Наблюдается отчетливая тенденция увеличения пробы россыпного золота по направлению с юго-запада на северо-восток,

от россыпей бассейна рек Сугдjar и Гарган до россыпей бассейна рек Ток, Утанджа-Улягир и Сивакан. Эта латеральная зональность состава самородного золота впервые установлена Г.И.Неронским [2].

В заключение отметим, что Сугдjarскому рудно-россыпному узлу отвечает блок, в пределах которого расположена значительно эродированная палеовулканическая структура центрального типа, сложенная вулканитами и субвулканическими интрузиями раннемелового возраста. В пределах узла известны рудопроявления и крупные россыпи золота.

На площади узла предлагается постановка детальных поисковых работ на рудное золото. Обоснованием постановки этих работ служат значительные прогнозные ресурсы рудопроявлений золото кварцевой (Гарган) и золотосеребряной (рудопроявление Звездное) формаций. Указанные рудопроявления явно недостаточно изучены на флангах и глубоких горизонтах. Следует учесть и то, что известные месторождения Покровское (золотосеребряная формация), а также Токур, Албын (золото кварцевая формация) традиционно служат основой золотодобывающей промышленности Приамурья [3]. Первоочередным объектом может служить рудопроявление Гарган с мощными протяженными зонами окварцевания, представляющими интерес на выявление месторождения с относительно низкими содержаниями золота. Следующим является рудопроявление Звездное, в пределах которого по аналогии с Покровским месторождением может быть выявлено промышленное золотосеребряное оруденение, не выходящее на дневную поверхность. В случае получения положительных результатов на рудопроявлениях Гарган и Звездное геологоразведочные работы могут быть продолжены и на других рудопроявлениях узла.

Выявление новых россыпей прогнозируется в верховьях р. Иракан Малый, а также в долинах рек Джиктанда и Сивакан. Отвалы крупных россыпей представляют интерес на обнаружение техногенных россыпей золота.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мельников А.В., Степанов В.А. Рудно-россыпные узлы Приамурской золотоносной провинции. Ч. 3. Северная часть провинции. – Благовещенск: АмГУ, 2015.
2. Неронский Г.И. Типоморфизм золота месторождений Приамурья. – Благовещенск: АмурНЦ, 1998.
3. Степанов В.А., Мельников А.В. Продуктивность месторождений рудного и россыпного золота Приамурской провинции // Записки Горного института. 2015. Т. 214. С. 5–12.
4. Эйриш Л.В. Металлогения золота Приамурья. – Владивосток: Дальнаука, 2002.

Позднепермские кольцевые структуры островов залива Петра Великого (Японское море)

Л.А.ИЗОСОВ, К.Ю.КРАМЧАНИН, Н.С.ЛИ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И.Ильичева (ТОИ ДВО РАН); 690041, г. Владивосток, ул. Балтийская, 43),
А.А.ОГОРОДНИЙ (Дальневосточный Федеральный Университет (ДФУ); 690922, г. Владивосток, о. Русский, н.п. Аякс, 10, корп. А)

В результате дешифрирования крупномасштабных космофотоснимков и полевых исследований на ряде островов залива Петра Великого выявлены крупные вулканогенно-интрузивные купола, фиксирующиеся и в геофизических полях. Кроме того, намечены многочисленные мелкие кольцевые морфоструктуры, отражающие локальные интрузивные и субвулканические тела. Составлены крупномасштабные геологические карты исследованных островов с данными дешифрирования космофотоснимков.

Ключевые слова: позднепермские магматические породы, окраинно-континентальный вулканический пояс, линеаментный анализ, кольцевые структуры, геологические формации.

Изосов Леонид Александрович
Крамчанин Константин Юрьевич
Ли Наталья Сергеевна
Огородний Александр Александрович



izos@poi.dvo.ru
altair@poi.dvo.ru
lee@poi.dvo.ru
bravobis@mail.ru

Late Permian ring structures of Peter the Great Bay islands (Sea of Japan)

L.A.IZOSOV, K.Yu.KRAMCHANIN, N.S.LEE, A.A.OGORODNY

The interpretation of the large-scale cosmic photos and field research on a number of Islands of the Peter the Great Gulf revealed large volcanogenic-intrusion domes, fixed also in the geophysical data. In addition, numerous small circular morphostructures, reflecting local intrusive and subvolcanic bodies are denoted. Large-scale geological map of the studied Islands with the data interpretation of cosmic photos is compiled.

Key words: Late Permian magmatic rocks, Marginal-Continental Volcanic Belt, lineament analysis, ring structures, geological formations.

Акватория залива Петра Великого Японского моря вмещает многочисленные острова, наиболее крупными из которых являются: Русский, Попова, Рейнеке, Рикорда и др. (рис. 1). Геологические исследования этих островных территорий восходят к началу XX в. [3]; в период 1960–1990 гг. здесь проводилось геологическое картирование. Крупномасштабные (1:50 000) геологические карты были составлены лишь на некоторые крупные острова (Русский, и др.); более мелкие острова в этом плане изучены недостаточно и в лучшем случае имеют среднемасштабную (1:200 000) геологическую основу.

Главная задача настоящей работы – исследование позднепермских кольцевых структур ряда островов с применением методов крупномасштабной геологической съёмки и линеаментного анализа. Действительно, в связи с успешным развитием космической геологии в настоящее время получены многочисленные космофотоснимки с высокой степенью разрешения, которые

позволяют с большой достоверностью выявлять кольцевые структуры.

Как известно, линеаментный анализ представляет собой комплекс геоморфологических, геологических, геофизических и других дистанционных методов геологического картирования [1, 11, 16, 17, 26 и др.]. Термин «линеамент» был предложен американским геологом У.Хоббсом [34] в качестве обозначения линейно вытянутых элементов рельефа и геологической структуры. В настоящее время линеаменты обычно рассматриваются как выходы на земную поверхность разрывных нарушений, зон трещиноватости, роёв даек, магматических тел линейного и кольцевого типа и др.

По данным предшественников в геологическом строении островов залива Петра Великого участвуют, главным образом, позднепермские магматические породы [6, 18, 19 и др.], относящиеся к Южному звену Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса

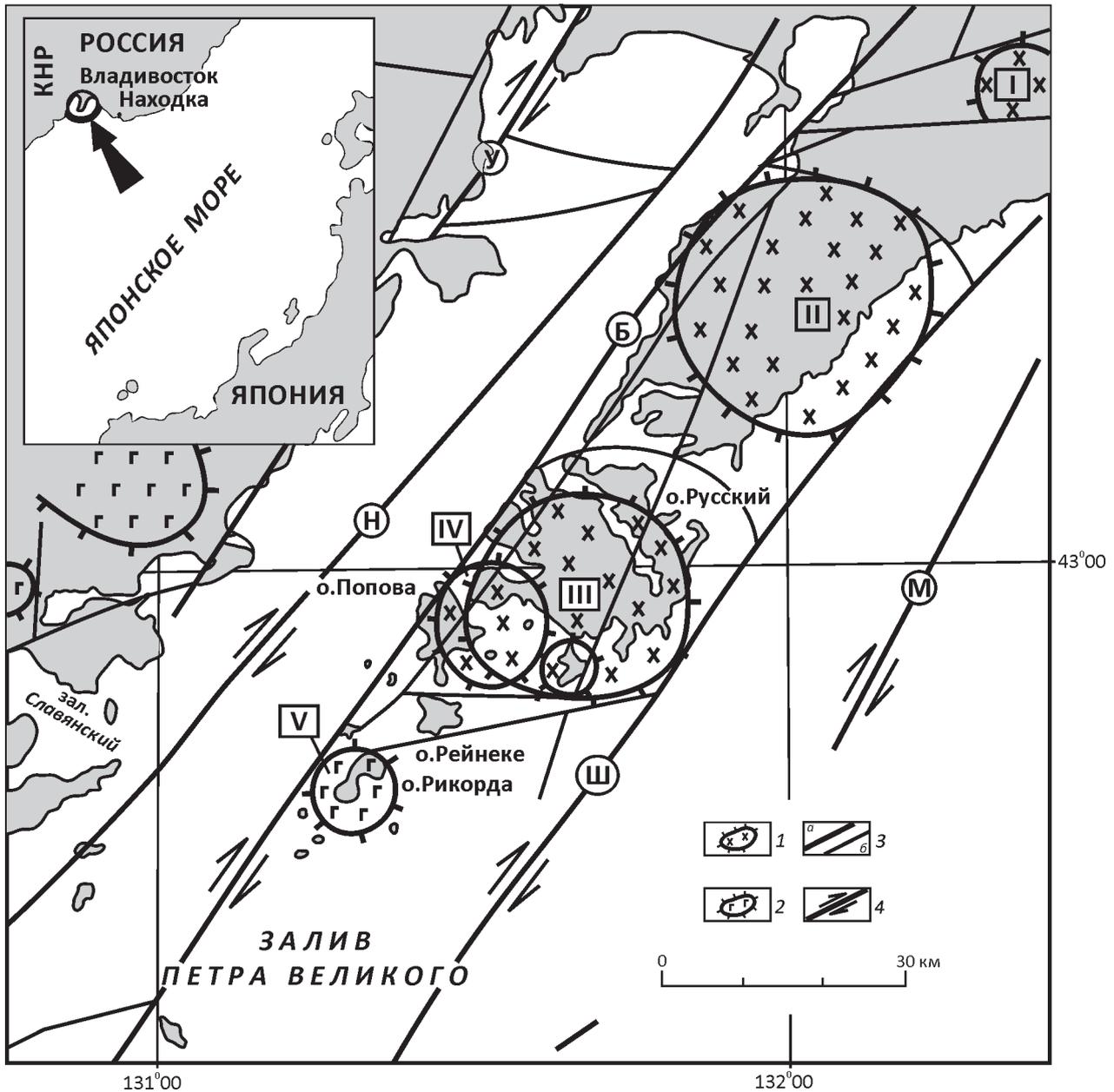


Рис. 1. Позднепермские кольцевые структуры залива Петра Великого. С использованием материалов работ [14, 22]:

1–2 – позднепермские интрузивно-купольные структуры: 1 – кислого–основного состава (I – Лянчихинская, II – Седанкинская, III – о. Русский, IV – о. Попова), 2 – основного состава (V – о. Рикорда); 3 – разломы: а – главные (У – Уссурийский, Б – Береговой, Ш – Шкотовский М – Муравьевский), б – второстепенные (Н – Надеждинский); 4 – направление правого сдвига [29]

[9, 10, 21, 22, 24]. Они входят в состав: 1) владивостокской, барабашской и чандалазской свит (основные, средние и кислые вулканиты), 2) владивостокского и барабашского субвулканических комплексов основного–кислого состава, 3) муравьевского и седанкинского интрузивных комплексов, соответственно, основного и кислого составов [30]. На острове Русский также развиты рифейские(?), нижне-верхнепермские и триасо-

вые отложения [18, 28]. По последним данным [21, 24] на ряде островов, в том числе, на островах Рейнеке и Рикорда установлены небольшие по площади выходы нижне-среднетриасовых отложений и поздне-триасовых магматических пород.

На площади исследований в течение многих лет проводились систематические геофизические исследования. Континентальное обрамление залива Петра

Великого на 95% покрыто гравиметрической съемкой масштаба 1:200 000 (Б.И.Васильев, 1961, В.В.Намакштанский, 1999). Южная часть п-ва Муравьева-Амурского, прилегающие к нему с юга острова и акватория залива Петра Великого покрыты гравиметрической съемкой масштаба 1:1 000 000 (В.К.Клюев, 1964) На всей площади проведена аэромагнитная и аэрогамма-спектрометрическая съемки масштаба 1:25 000–50 000 (А.В.Жуковская, 1988, Ю.М.Скорняков, 1994).

Кольцевые купольные морфоструктуры в этом регионе впервые выделены С.М.Тащи в процессе проведения крупномасштабной геологической съёмки (Н.Г.Мельников, А.А.Матияш и др., 1991). С.Н.Кононец выделила их на трансформированном магнитном поле (аэромагнитная карта масштаба 1:50 000; А.В.Жуковская, 1988) [22]. По данным плотностного моделирования [2] на островах Рикорда, Русский и п-ове Муравьева-Амурского на глубинах 1–2 км размещены интрузивные массивы основного–кислого и основного составов, которые рассматриваются авторами данной публикации [21, 22, 24] как вулканогенно-интрузивные купола (см. рис. 1). В магнитном поле отражаются наиболее крупные купола: 1) о. Русский, 2) Седанкинский и 3) Лянчихинский, фиксирующиеся сложно построенными кольцевыми положительными магнитными аномалиями высокой интенсивности, обусловленными проявленными здесь интрузивными образованиями муравьевского и седанкинского комплексов.

Фрагменты кольцевых структур различной иерархии также могут быть намечены на островах Попова, Рейнеке и Рикорда на картах аномального магнитного поля (В.В.Никифоров, Е.А.Бессонова, 2007) [25]. Особенно показателен в этом отношении о. Попова, в центральной части которого по геофизическим данным чётко выделяется кольцевой гранитный интрузив седанкинского комплекса [22].

Кольцевые структуры на островах залива Петра Великого описаны [5, 33 и др.] также с привлечением геоморфологических и геолого-геофизических материалов. Было показано, что они представляют собой реликты вулканоплутонических купольных структур позднепермского возраста, и, несмотря на инверсии тектонического режима, сохранили своё морфотектоническое значение до настоящего времени.

Рассматриваемые образования изучались авторами, начиная с 1995 г. на островах Попова и Рейнеке: там они хорошо проявлены в рельефе, отражаются на космофотоснимках, и, таким образом, представляют собой типичные кольцевые морфоструктуры [14, 21, 22, 24]. В результате проведения настоящих исследований были составлены геологические карты крупных островов залива Петра Великого и выделены следующие непрерывно дифференцированные вулканоплутонические формации: А: габбро-базальт-андезит-риолит-гранитовая: 1) покровная фация – владивостокская и барабашская свиты, 2) субвулканическая

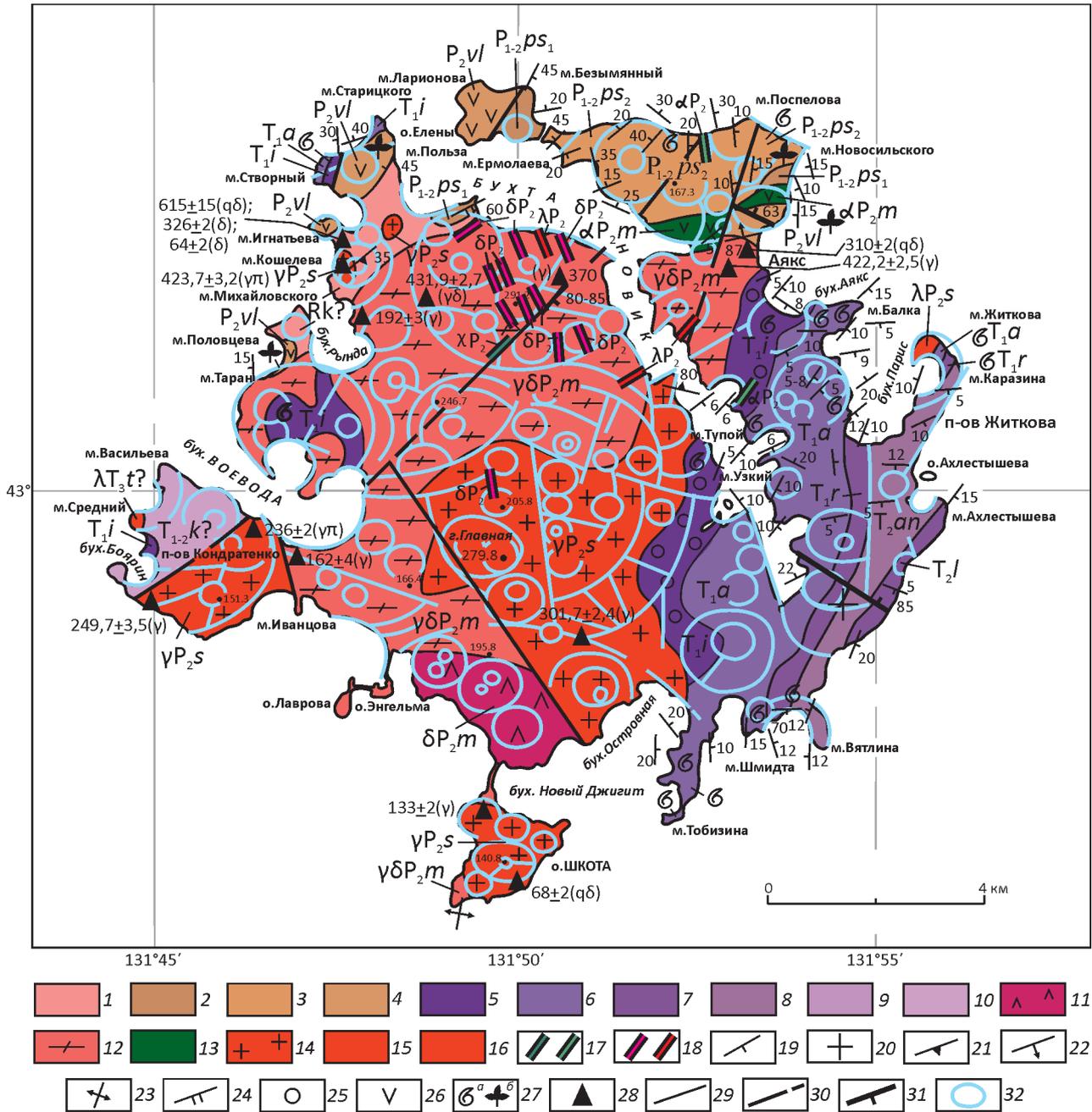
и интрузивная фации: а) владивостокский комплекс базальт-андезит-риолитовый, б) барабашский комплекс габбро-андезит-риолитовый и в) муравьевский комплекс габбро-диабаз-гранодиорит-гранитовый; Б: гранит-риолитовая (седанкинский комплекс): 1) покровно-экструзивная фация – риолиты, 2) интрузивная фация: малые интрузии гранитов и гранит-порфиров. Необходимо отметить, что в составе муравьевского комплекса, выделяемого авторами и предшественниками (А.А.Сясько, Т.К.Кутуб-Заде с соавторами, 2002 и др.), имеются отличия. Так, к нему авторы отнесли гранодиориты и плагиограниты, ксенолиты которых обнаружены в седанкинских гранитах [22].

В процессе настоящих исследований были дешифрированы крупномасштабные космофотоснимки залива Петра Великого (<http://maps.google.com/>) и в сложной иерархической системе линеаментов намечены многокольцевые структурные комплексы которые в основном отражают позднепермские крупные вулканогенно-интрузивные купола (см. рисунки 2 и 3). Более мелкие кольцевые структуры соответствуют позднепермским и позднеtriasовым экструзивным, субвулканическим и интрузивным телам. Многие кольцевые линеаменты заверены при проведении геологических маршрутов. Они фиксируются: резкими кольцевыми уступами рельефа; характером залегания пластов вмещающих пород (периклинальным); интрузивными контактами; кольцевыми разломами и дайками; зонами дробления, милонитизации и интенсивной параллельной трещиноватости пород. Кроме того, иногда выделяются прямолинейные линеаменты, вероятно, представляющие собой разрывные нарушения. При этом надо иметь в виду, что кольцевые структуры, развитые на о. Русский в пределах ареалов развития нижней–верхней перми и триаса (перекрывающие образования), по-видимому, отражают скрытые на глубине локальные интрузивы.

Следует подчеркнуть, что данные геологического дешифрирования космофотоснимков представляют собой независимую информацию о глубинной структуре той или иной территории. Поэтому они, по мнению авторов, являются необходимым дополнением к современным геологическим картам, которые должны обновляться в этом плане.

Позднепермские вулканоплутонические формации залива Петра Великого участвуют в строении Южно-го звена окраинно-континентального Западно-Сихотэ-Алинского пояса, обрамляющего дорифейский Ханкайский кристаллический массив, выступающий севернее площади исследований [6, 9, 10, 20, 27]. Таким образом, рассматриваемые образования фиксируют палеозону перехода континент–океан [4]. Учитывая тектоническую позицию данных формаций, можно отнести их к орогенному типу, в том широком смысле, который придавал ему Н.П.Херасков [32].

Один из авторов этой статьи выделил кольцевые структуры в процессе крупно- и среднимасштабной



геологической съёмки Западного Приморья (Л.А.Изосов и др., 1963–1985) [8, 12, 13 и др.]. В последующем данная методика в качестве базовой успешно была использована при разработке модели механизма формирования геологических структур центрального типа, в том числе, окраинных морей Западно-Тихоокеанской зоны перехода континент–океан [14].

Основная тектоническая форма, характерная для позднепермских магматических формаций островов залива Петра Великого – это кольцевая структура как таковая, типичная для Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса [9, 10]. Тектоническая эволюция рассматриваемых формаций имеет следующий харак-

тер: 1) заложение вулканотектонических депрессий, выполненных основными, средними и кислыми вулканидами; 2) становление вулканогенно-интрузивных купольных структур смешанного (основного–кислого) или кислого состава.

Следует подчеркнуть, что наиболее крупный из островов – Русский (см. рис. 2), по существу, представляет собой единую крупную кольцевую морфоструктуру. Основная часть острова сложена муравьёвским и седанкинским комплексами. В пределах данной морфоструктуры выделяются многочисленные кольцевые линейменты разных порядков, которые отмечаются характером залегания магматической полосчатости,

Рис. 2. Геологическая карта о. Русский с данными дешифрирования крупномасштабных космофотоснимков. *Использованы: 1) геологическая карта о. Русский масштаба 1:50 000 (Н.Г.Мельников, А.А.Матияш, 1991), 2) Государственная геологическая карта масштаба 1:200 000 Российской Федерации серия Ханкайская, листы К-52-XXII, К-52-XXIII (А.А.Сясько, Т.К.Кутуб-Заде, А.М.Короткий, 2002), 3) данные мелкомасштабной геологической съемки шельфа и побережья Южного Приморья (ОАО «Дальморгеология», 1995–2003), 4) данные работ [7, 28, 35, 36]:*

1 – верхний рифей?, кубанский комплекс: амфиболиты, плейчатые кристаллические сланцы пироксен-амфиболовые, гиперстен-биотит-плагиоклазовые и кордиерит-силлиманитовые; 2–4 – пермская система: 2–3 – нижний–средний отделы, болорский–кубергандинский ярусы, поспеловская свита: 2 – нижняя (песчаники, гравелистые песчаники, алевролиты, аргиллиты, углисто-глинистые сланцы) и 3 – верхняя (туфопесчаники, песчаники, углистые сланцы, базальты, андезиты, риолиты) подсвиты, 4 – верхний отдел, мургабский ярус, владивостокская свита (андезиты и их туфы, спилиты, долериты, базальты, мандельштейны, дациты, туффиты, риолиты, трахириолиты и их туфы, туфобрекчии, туффиты, песчаники, алевролиты); 5–10 – триасовая система: 5–7 – нижний отдел: 5 – индский ярус (конгломераты, гравелиты, песчаники, ракушняки, 6–7 – оленёкский ярус: 6 – аякский подъярус (*Hedenstroemia bosphorensis* Zone – *Anasibirite snevolini* Zone – *Tirolites amphistephanites* Zone): песчаники, дресвяники, алевролиты, ракушняки, 7 – русский подъярус (*Neocolumbites insignis* Zone – *Subcolumbites multiformis* Zone): алевроаргиллиты с известково-мергельными конкрециями, песчаники, 8–9 – средний отдел: 8 – анизийский ярус (*Ussuriphyllites amuriensis* Zone – *Leiophyllites pradyumna* Zone): алевроаргиллиты, песчаники, алевролиты с известково-мергельными конкрециями, ракушняки, 9 – ладинский ярус, верхний подъярус: песчаные алевролиты, песчаники, редко туфопесчаники, 10 – нижний–средний отделы нерасчленённые: толща кремней, кремнистых известняков, алевролитов, песчаников, базальтов, туфоконгломератов; 11–13 – позднепермский муравьёвский комплекс: 11 – диориты, 12 – гранодиориты, 13 – андезитовые порфириды; 14–15 – седанкинский комплекс: 14 – граниты, гранит-порфиры, риолиты; 15 – риолиты; 16 – тальминский субвулканический комплекс (граниты, гранит-порфиры, риолиты); 17–18 – позднепермские дайки: 17 – спессартиты (χP_2) и андезитовые порфириды (αP_2), 18 – диоритовые порфириды (δP_2) и риолиты (λP_2); 19–24 – элементы залегания: 19–20 – пластов: 19 – наклонное и 20 – горизонтальное, 21 – полосчатости, 22–23 – интрузивных контактов: 22 – наклонное и 23 – вертикальное, 24 – повышенной параллельной трещиноватости; 25 – конгломераты; 26 – андезиты; 27 – места находок фауны (а) и флоры (б); 28 – данные определения абсолютного возраста пород (qδ – кварцевые диориты, δ – диориты, γ – граниты, γп – гранит-порфиры); 29 – геологические границы установленные; разломы: 30 – установленные и предполагаемые, 31 – с установленным направлением падения поверхности сместителя; 32 – линеаменты, отдешифрированные на крупномасштабных космофотоснимках

интрузивных контактов, зон повышенной параллельной трещиноватости во вмещающих породах и др. В поле развития ниже-верхнепермской поспеловской свиты на космофотоснимках также отдешифрированы кольцевые линеаменты, подчёркивающиеся элементами залегания слоистости. Можно полагать, что они свидетельствуют о наличии на глубине не вскрытых позднепермских интрузивных массивов. Примечательно, что аналогичные кольцевые линеаменты установлены и в восточной части острова, где выходят полого залегающие платформенные триасовые отложения. В данном случае мы, вероятно, имеем дело с кольцевыми магмагенными структурами, «просвечивающими» сквозь чехольный комплекс. Об их присутствии на глубине говорят характерные широтные развороты элементов залегания слоистости в триасовой толще, для которой характерно близмеридиональное простирание. Необходимо подчеркнуть, что выделенные на о. Русский системы кольцевых линеаментов подчёркивают его характерную многокольцевую структуру и не затрудняют восприятия геологического строения данной территории, поскольку выделены особым знаком. Напротив, они дают дополнительное представление о её глубинном строении.

Что касается гранитоидов о. Русский, то в отношении их возраста существуют серьёзные вопросы [22]. В настоящее время они считаются позднепермскими, хотя там, вероятно, присутствуют и более древние интрузивные образования: в ниже-верхнепермской

поспеловской свите, содержащей большие объёмы типичных аркозов, встречаются гальки гранитов, которые обнаружил Е.П.Леликов в районе пос. Подножье (ОАО «Дальморгеология», 1995–2003). Таким образом, на о. Русский, несомненно, присутствуют допермские граниты, которые, по мнению авторов, могут принадлежать раннепалеозойским интрузивным комплексам – позднекембрийскому и/или ордовикскому [8–10, 12, 13, 22]. Наиболее близкими возможными аналогами гипотетических допермских магматитов являются развитые в Южном Приморье [10, 22] раннепалеозойские арёмовские (543,7 млн. лет; K-Ar, мусковит) и кипарисовские (457±12 млн. лет; K-Ar), а также таудеминские и тафуинские гранитоиды (490–500 млн. лет; K-Ar). По мнению авторов работы [7], с точки зрения тектоники породы ранней интрузивной ассоциации о. Русский являются аналогами раннепалеозойских гранитоидов [31]. Для развитых на о. Русский интрузивных пород ранней фазы характерен полнокристаллический облик [7], что свидетельствует о мезо-абиссальной обстановке их формирования. Гранитоиды часто катаклазированы, разгнейсованы и перекристаллизованы. Их возраст, определенный U-Pb методом по цирконам, составляет 432 млн. лет [36].

Эти данные [7, 36] в значительной мере подтверждают изложенные выше представления [22]. Образование ранних фаз (фазы) на о. Русский, возможно, находится в виде разновеликих ксенолитов в позднепермском интрузивном массиве. Во всяком случае, для

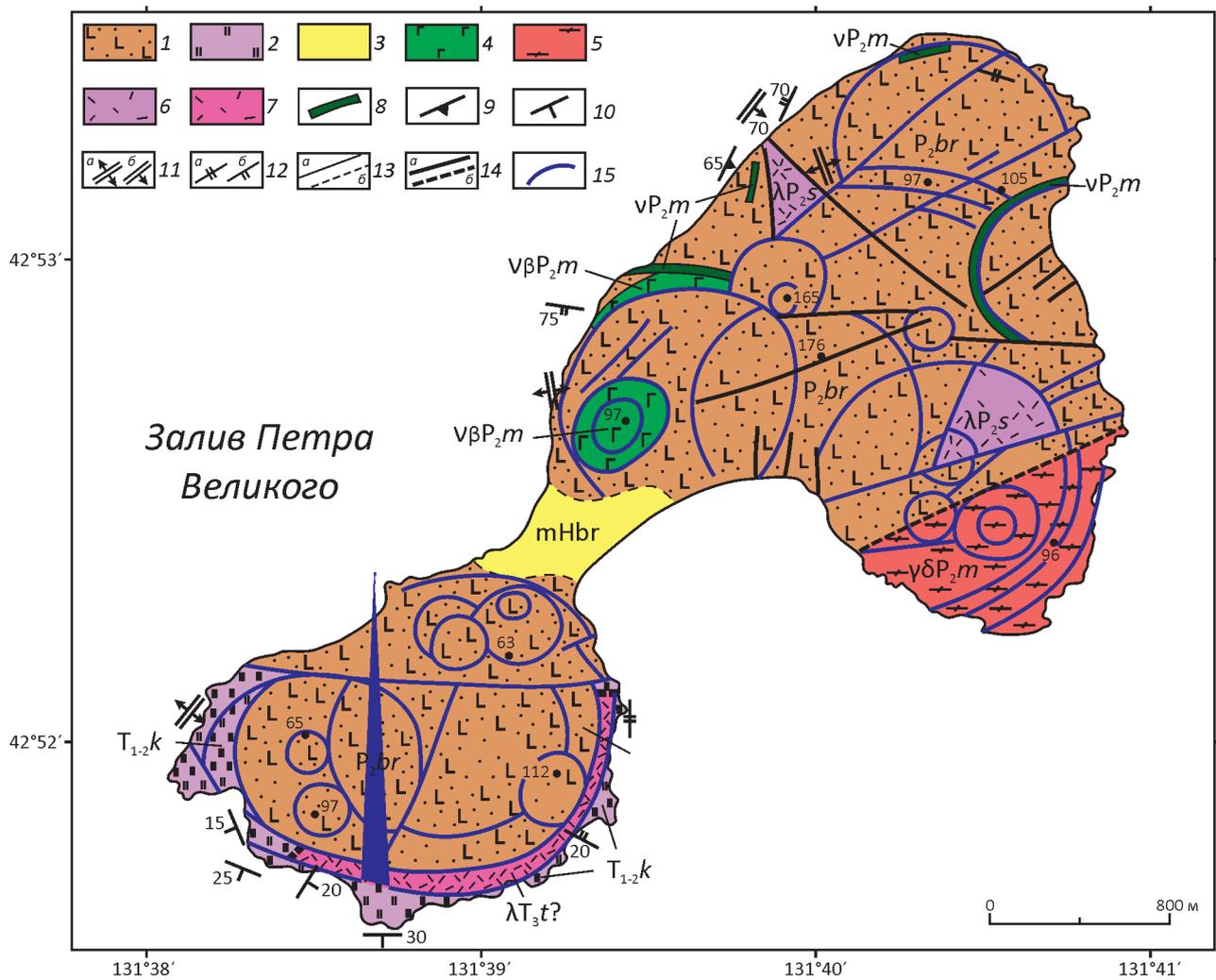


Рис. 3. Геологическая карта о. Рикорда с данными дешифрирования крупномасштабных космofотоснимков. С использованием Государственной геологической карты масштаба 1:200 000 Российской Федерации серия Ханкайская, листы К-52-XXII, К-52-XXIII (А.А.Сясько, Т.К.Кутуб-Заде, А.М.Короткий, 2002):

1–3 – система: 1 – верхнепермская, верхний отдел, чандалазский горизонт, барабашская свита: базальты, долериты, 2 – триасовая, нижний–средний отделы нерасчленённые: толща кремней, кремнистых известняков, алевролитов, песчаников, базальтов, туфоконгломератов, 3 – четвертичная, голоцен, южноприморский горизонт: барабашевские слои (атлантический период), морские образования прибрежной зоны шельфа: галечники, гравийники, пески, суглинки, глины, алевролиты, торф; 4–5 – муравьёвский интрузивный комплекс: 4 – лейкократовые средне- и крупнозернистые габбро, 5 – гранодиориты и меланократовые граниты позднепермские; 6 – седанкинский субвулканический комплекс: риолиты позднепермские; 7 – тальминский субвулканический комплекс: риолиты и гранит-порфиры – субвулканы и интрузии позднепермские (?); 8 – дайки габбро-долеритов позднепермские с неустановленными элементами залегания; 9–12 – элементы залегания: 9 – флюидалности, 10 – наклонное залегание пластов, 11 – зон дробления и милонитизации: а – вертикальных, б – наклонных, 12 – зон интенсивной параллельной трещиноватости: а – вертикальных, б – наклонных; 13 – геологические границы: а – установленные и б – предполагаемые; 14 – разломы: а – установленные и б – предполагаемые; 15 – линейные и кольцевые морфоструктуры, отдешифрированные на крупномасштабных космofотоснимках

окончательного решения этого вопроса необходимо получить убедительные геологические свидетельства, а не только данные определения абсолютного возраста пород, на которые могут влиять контаминация магмы рифейскими сланцами и метасоматические процессы.

Так, в 1997 г. Л.А.Изосов и В.В.Хитров в районе мыса Бабкина на о. Русский наблюдали выходы красных гранитов с многочисленными ксенолитами рифейских (?) кристаллических сланцев (ОАО «Дальморгеология», 1995–2003).

Имеющиеся в настоящее время данные говорят о том, что: 1) седанкинские гранитоиды о. Русский прорывают муравьёвский комплекс и палеонтологически охарактеризованные ниже-верхнепермскую поспеловскую и верхнепермскую владивостокскую свиты, а сами перекрыты нижним триасом (А.А.Сясько, Т.К.Кутуб-Заде, 2002 и др.); [18–20, 28, 35], 2) меланократовые граниты муравьёвского комплекса на юго-западном побережье бухты Аякс прорывают диабазы владивостокской свиты и содержат их многочисленные округлые ксенолиты до 20 см в диаметре. По наблюдениям Л.А.Изосова и Н.С.Ли (2014) здесь по ходу аз. 205° на протяжении 400 м в скальных выходах наблюдаются контакты: гранитов тёмно-серых, реже – розовато-серых, биотитовых в основном плагио-оклазовых, участками содержащих до 10–15% розового полевого шпата, и диабазов грязно-зелёных с редкими выделениями плагиооклазов. В диабазах у контактов с гранитами иногда наблюдаются фенокристы розового полевого шпата и жилы (мощность около 1–5 см) гранитов.

Конечно, не исключено, что интрузивный массив о. Русский, представляет собой образование нескольких фаз (см. рис. 2). Об этом, в известной мере, свидетельствуют наличие в его строении многочисленных кольцевых линеаментов и данные определения абсолютно-го возраста гранитоидов (К-Аг, млн. лет): 615 ± 10 , 370 , 326 ± 2 , 310 ± 2 , 236 ± 2 , 192 ± 3 , 133 ± 2 , 68 ± 2 , 64 ± 2 [23]. В то же время, здесь достоверно можно говорить лишь о широком распространении позднепермских интрузивных образований, поскольку откартировать доверженпермские граниты пока не представляется возможным. Можно предположить, что абсолютные возраста гранитоидов (615–64 млн. лет), вероятно, отражают или процессы мезокайнозойской тектономагматической активизации Западно-Сихотэ-Алинского пояса [9, 10, 15], или метасоматические преобразования и омоложение абсолютного возраста пород.

На о. Рикорда чётко выделяются 4 морфоструктуры первого порядка и ряд локальных морфоструктур (см. рис. 3). Самая крупная из них представляет южную часть острова. Кольцевые линеаменты подчёркиваются дайками (в том числе протяжёнными) позднепермских габбро (vP_2m), габбро-долеритов ($v\beta P_2m$), позднепермских триасовых риолитов ($\lambda T_3t?$), разрывными нарушениями, зонами дробления и милонитизации, а также зонами повышенной параллельной трещиноватости пород. Для выходов позднепермских гранодиоритов ($\gamma\delta P_2m$) и габбро-долеритов ($v\beta P_2m$) характерна округлая форма. С юга по периферии наиболее крупной морфоструктуры наблюдаются выходы залегающих периклинально ниже-среднетриасовых отложений ($T_{1-2}k$), в которых существенную роль играют глубоководные тонкослоистые кремнистые породы [21, 24]. Это, вероятно, свидетельствует о том, что в раннем–среднем триасе произошло превращение позднепермского мелководного

морского бассейна в бассейн с океаническими условиями седиментации. При этом глубоководные осадки отлагались в унаследованных позднепермских кольцевых структурах. В позднем триасе в регионе проявились процессы тектономагматической активизации и в разломные зоны внедрились кольцевые дайки риолитов (см. рис. 3).

Таким образом, в области, охватывающей п-ов Муравьёва-Амурского и острова залива Петра Великого, выделяется ряд крупных позднепермских вулканогенно-интрузивных куполов, по-видимому, представляющих собой мигрировавшие в верхние части земной коры глубинные магматические очаги. Формирование этих структур тесно связано с заложением и развитием региональных магмоконтролирующих сдвигов северо-восточного простирания (тихоокеанская система), ярко выраженных в Южном Приморье [10, 14, 20, 29], и прослеживающихся по дну залива Петра Великого (см. рис. 1). Уссурийский, Надеждинский, Береговой и Муравьёвский разломы глубинного заложения фиксируются протяженными зонами градиентов на карте аномального гравиметрического поля.

Вся гряда островов, простирающаяся в юго-западном направлении от п-ова Муравьёва-Амурского, по-видимому, представляет собой реликты крупных куполообразных вулканогенно-интрузивных структур. Таким образом, островные территории залива Петра Великого, сложенные преимущественно позднепермскими магматитами, образуют своеобразную локальную структурную зону Южного звена Западно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса, заложенную на границе континентального и океанического блоков земной коры [9, 14]. В поздней перми в этом районе существовали вулканотектонические и вулканогенно-интрузивные структуры с гомодромным типом развития магматизма (основной–кислый). Реликты такого рода структур, вероятно, могут быть обнаружены при дальнейших крупномасштабных геологических исследованиях островов залива Петра Великого.

Работа выполнена по программе ФНИ ТОИ ДВО РАН (тема 7, № АААА-А17-117030110033-0).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Анализ космических снимков при тектономагматических и металлогенических исследованиях.* – М.: Наука, 1979.
2. *Валитов М.Г., Кононец С.Н., Кулинич Р.Г.* Структурно-плотностные модели земной коры зоны сочленения Центральной котловины с прилегающим континентом // Дальневосточные моря России: в 4-х кн. / Гл. ред. В.А. Акуличев. – М.: Наука, 2007. Кн. 3. С. 53–60.
3. *Виттенбург П.В.* Геологическое описание полуострова Муравьёва-Амурского и архипелага императрицы Евгении / Записки ОИАК. Т. XV. Ч. I. Геологическая. – Петроград: Б.и., 1916.

4. *Вулканогенные* полициклические окраинно-континентальные пояса Япономорского региона: палеозоны перехода континент–океан / Л.А.Изосов, В.И.Чупрынин, Н.С.Ли и др. // Отечественная геология. 2015. № 1. С. 74–81.
5. *Гаврилов А.А., Гвоздев В.И.* Геологическое строение, развитие и рудная минерализация ряда островов залива Петра Великого (Южное Приморье) // Отечественная геология. 2011. Т. 3. С. 61–70.
6. *Геология СССР*. Т. XXXII. – М.: Недра, 1969.
7. *Гранитоиды* острова Русский: геологическая позиция, состав, возраст и возможная тектоническая обстановка формирования // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит / Н.Н.Крук, В.В.Голозубов, Ю.Цуцуми и др. // Мат-лы второй всерос. конф. с междунар. участием (17–20 сентября 2014 г). – Владивосток: Дальнаука, 2014. С. 203–205.
8. *Изосов Л.А., Горошко М.В.* Южно-Синегорская впадина Приморья: геологическое строение и развитие // Отечественная геология. 2006. № 3. С. 33–41.
9. *Изосов Л.А., Коновалов Ю.И.* Западно-Сихотэ-Алинский окраинно-континентальный вулканический пояс и его тектоническая позиция в Западно-Тихоокеанской зоне перехода континент–океан. – Владивосток: Дальнаука, 2005.
10. *Изосов Л.А., Коновалов Ю.И., Емельянова Т.А.* Проблемы геологии и алмазности зоны перехода континент–океан. Япономорский и Желтоморский регионы. – Владивосток: Дальнаука, 2000.
11. *Изосов Л.А., Ли Н.С.* Линеаментный анализ при тектонических и металлогенических построениях в Япономорском регионе // Региональные проблемы. 2014. Т. 17. № 1. С. 9–14.
12. *Изосов Л.А., Петрицевский А.М., Бажанов В.А.* Позднекембрийский вулканоплутонический комплекс Вознесенского рудного района Приморья // Советская геология. 1989. № 5. С. 90–95.
13. *Изосов Л.А., Рязанцева М.Д.* Палеозойские магматические комплексы юга Ханкайского массива // Советская геология. 1977. № 2. С. 77–90.
14. *Изосов Л.А., Чупрынин В.И.* О механизме формирования структур центрального типа Западно-Тихоокеанской зоны перехода континент–океан // Геотектоника. 2012. Т. 46. № 3. С. 70–92.
15. *Кайнозойские* формации залива Петра Великого (Японское море) и его побережья: индикаторы полигенной зоны перехода континент–океан / Л.А.Изосов, Е.А.Бессонова, Н.С.Ли и др. // Вулканология и сейсмология. 2015. № 5. С. 23–35.
16. *Кац Я.Г., Полетаев А.И., Румянцева Э.Ф.* Основы линеаментной тектоники. – М.: Недра, 1986.
17. *Кац Я.Г., Тевелев А.В., Полетаев А.И.* Основы космической геологии. – М.: Недра, 1988.
18. *Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А.* Геология Приморского края. Ч. I. Стратиграфия. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987.
19. *Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А.* Геология Приморского края. Ч. II. Интрузивные образования. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987.
20. *Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А.* Геология Приморского края. Ч. III. Основные черты тектоники и истории развития. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987.
21. *Новые* данные по геологии островов залива Петра Великого (Японское море). Остров Попова / Л.А.Изосов, В.Т.Съедин, Т.А.Емельянова и др. // Вестник ДВО РАН. 2013а. № 2. С. 13–21.
22. *Новые* данные по магматическим комплексам острова Попова и некоторые проблемы геологии залива Петра Великого / Л.А.Изосов, В.Т.Съедин, Т.А.Емельянова и др. // Современное состояние и тенденции изменения природной среды залива Петра Великого Японского моря. – М.: ГЕОС, 2008. С. 355–378.
23. *Овчарек Э.С.* Новые данные о возрасте гранитоидов Муравьевского антиклинория // Геология и металлогения рудных районов Дальнего Востока. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 160–168.
24. *Позднепермские* магматические формации островов залива Петра Великого на примере о-ва Попова / Л.А.Изосов, В.Т.Съедин, Т.А.Емельянова и др. // Океанологические исследования Дальневосточных морей и Северо-Западной части Тихого океана: в 2-х кн. – Владивосток: Дальнаука, 2013б. Кн. 2. С. 85–98.
25. *Природа* магнитных аномалий островов Попова, Рикорда, Рейнеке (залив Петра Великого, Японское море) / Е.А.Бессонова, В.М.Никифоров, В.Б.Залищак и др. // Современное состояние и тенденции изменения природной среды залива Петра Великого Японского моря. – М.: ГЕОС, 2008. С. 340–355.
26. *Связь* магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. – М.: Недра, 1969.
27. *Смирнов А.М.* Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. – М.: Наука, 1963.
28. *Триас* и юра Сихотэ-Алиня. Терригенный комплекс. – Владивосток: Дальнаука, 2004.
29. *Уткин В.П., Неволин П.Л., Митрохин А.Н.* Позднепалеозойский и мезозойский планы деформаций Юго-Западного Приморья // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 4. С. 3–21.
30. *Ферритатер Г.Б.* Петрология главных магматических ассоциаций. – М.: Наука, 1987.
31. *Ханчук А.И., Сахно В.Г., Аленичева А.А.* Первые U-Pb-SHRIMP-датирования по цирконам магматических комплексов Юго-Западного Приморья // Доклады РАН. 2010. Т. 431. № 4. С. 516–520.
32. *Херасков Н.П.* Тектоника и формации. – М.: Наука, 1967.
33. *Gavrilov A.A., Bessonova E.A.* The Islands of Peter-the Great Bay (the Sea of Japan) as testing area for the integrated geomorphologic and geology-geophysical investigations // Regularities of the Structure and Evolution of Geospheres / Proceedings of the VII International Interdisciplinary Scientific Symposium (20–24 September, 2005). – Vladivostok: FEB RAS, 2005. Pp. 110–115.
34. *Hobbs W.N.* Lineaments of the Atlantic border region // Bull. Geol. Soc. Amer. 1904. Vol. 15. Pp. 483–506.
35. *Zakharov Y.D.* Ammonoid evolution and the problem of the stage and substage division of the Lower Triassic // Mum. Guol. (Lausanne). 1997. № 30. Pp. 121–136.
36. *Zircon U-Pb age of granitoids in the Maizuru Belt, southwest Japan and the southernmost Khanka Massif, Far East Russia / Yu. Tsutsumi, K. Yokohama, S.A. Kasatkin and V.V. Golozubov // Journal of Mineralogical and Petrological Sciences. 2014. Vol. 109. Pp. 97–102.*

Микроэлементный состав донных осадков озера Байкал (район Академического хребта)

Т.Г.РЯЩЕНКО, С.И.ШТЕЛЬМАХ, Е.Г.ВОЛОГИНА (Институт земной коры СО РАН; 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128).

Рассматриваются результаты исследования содержания и распределения микроэлементов в поверхностных донных осадках (интервал 0–100 см) озера Байкал. Концентрации 25 микроэлементов определялись с помощью спектрометра S8 TIGER. Изучены группы токсичных (с расчетами специального показателя загрязнения Zc), преобладающих и второстепенных компонентов, рассчитаны различные индикаторные коэффициенты, проведена статистическая обработка данных. На основании полученных материалов установлены признаки для выделенных в разрезах-колонках голоценовых илов и позднеплейстоценовых глин. Сходство осадков с континентальными лессовыми отложениями установлено по ванадию, барии, стронцию и рубидию.

Ключевые слова: микроэлементы, содержание, донные осадки, ил, глина, загрязнение, индикаторные коэффициенты.

Рященко Тамара Гурьевна
Штельмах Светлана Ивановна
Вологина Елена Геннадьевна



ryashenk@crust.irk.ru
fotina78@gmail.com
vologina@crust.irk.ru

Microelemental composition of bottom sediments of the Baikal lake (the Academic ridge area)

T.G.RYASHCHENKO, S.I.SHTEL'MAKH, E.G.VOLOGINA

The article considers the research results of the microelement contents and distribution in the superficial bottom sediments of the Baikal lake (0–100 cm range). The concentrations of 25 microelements were determined using the S8 TIGER spectrometer. The groups of toxic, dominant and secondary components were studied (with the calculations of the special pollution index Zc), various indicative coefficients were calculated, and the statistical data was processed. Based on the obtained materials, the features of the identified Holocene muds and the Late Pleistocene clays were revealed in the lithological sections. The similarity of the sediments with the continental loessial deposits was established with respect to the vanadium, barium, strontium, and rubidium concentrations.

Key words: microelements, content, bottom sediments, mud, clay, pollution, indicative coefficients.

Изучение донных осадков озера Байкал проводилось в 1993–1999 гг. в рамках Международного проекта «Байкалбурение» [4]. Т.Г.Рященко с коллегами занималась анализом материалов по скв. BDP-1-93 глубиной 100 м для выявления присутствия элементарных золотых слоев в донных осадках в результате сопоставления последних с континентальными лессовыми отложениями Иркутско-Черемховской равнины [11]. В 2003 г. появилась возможность изучить микроструктуру, химический состав и некоторые физико-химические свойства самой верхней (0–100 см) части разреза в районе Академического хребта по кернам 17, 18, 19, 22 (21 образец), полученным в рамках работ по интеграционному проекту GEOPASS (Геохимический круговорот, источники и формирование осадков в

оз. Байкал); отбор проводился с помощью грунтовой трубки EAWAG-63/S, интервал опробования составил 10 см (0–10, 10–20, 20–30 см и др.) [7].

Отложения представлены следующими геолого-генетическими комплексами (ГГК): биогенно-терригенными илами и подстилающими их глинами. Илы являются осадками, накопленными в спокойной обстановке седиментации, образованы преимущественно терригенным материалом. Оценка скоростей современного осадконакопления, литологические данные и результаты диатомового анализа указывают на голоценовый возраст (Q_1) поверхностных илов [1, 10]. Горизонт глин имеет позднеплейстоценовый возраст (Q_3), поскольку в его верхней части обнаружен *Stephanodiscus flabellatus*. Календарный возраст отложений, в которых

отмечается пик этого вида, оценивается в 14 000 календарных лет [10, 18, 21].

Результаты изучения микроструктуры, химического состава и свойств образцов осадков по указанным выше кернам (колонкам) были представлены в специальном разделе монографии [12].

Значительно позже те же самые образцы явились объектами изучения их микроэлементного состава с целью сопоставлений с континентальными лёссовыми толщами Прибайкалья и глинистыми отложениями разнообразных геолого-генетических комплексов. Кроме того, проводились расчеты специального показателя Zc для оценки степени загрязнения осадков и индикаторных отношений (коэффициентов) различных микроэлементов, отражающих общие геохимические особенности толщи. На основе полученных данных установлены признаки для выделенных в разрезах-колонках голоценовых илов и позднплейстоценовых глин.

В статье показаны результаты исследования содержания микроэлементов в поверхностных донных осадках (интервал 0–100 см) озера Байкал.

Методика. Концентрации микроэлементов определялись с помощью спектрометра S8 TIGER (Германия, фирма Брукер) [9]. Использовалась рентгеновская трубка с анодом из родия. Высокое напряжение составляло 40–50 кВ, сила тока – 40–50 мА, в случае определения фтора – 70 мА. Время регистрации аналитического сигнала изменялось от 60 до 100 с, время измерения фона – 30–60 с.

Установлено содержание (ppm) следующих микроэлементов: V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, As, Sn, Ba, Sr, Zr, Ce, Rb, S, F, La, Nd, Y, Nb, Ga, W, Mo, U, Th (всего 25). Кроме того, определялась концентрация (в %) некоторых породообразующих оксидов (TiO₂, CaO, Fe₂O₃, MnO) для расчета ряда индикаторных отношений (Ti/Zr, Ca/Sr, Mn/Fe). При обработке полученных данных применялась программа «Стандартная статистика» (EXSEL).

Выделена группа токсичных элементов – V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, As, Sn, F. Кроме того, по содержанию установлены преобладающие (Ba, Sr, Ce, S, Zr, Rb) и второстепенные (La, Nd, Y, Ga, Th, Mo, U, Nb, W) компоненты. В первом случае концентрация преимущественно >100 ppm, во втором <50 ppm, но может возрастать до 160 или составлять <5 ppm.

Оценка уровня химического загрязнения проводилась по суммарному показателю (Zc), отражающему эффект воздействия Co, Ni, Cu, Zn, As. Расчет выполняется следующим образом: $Zc = \sum [Kd - (n-1)]$, где Kd – коэффициент концентрации i-элемента в образце, равный для Co, Ni, Cu, Zn отношению концентрации токсичного элемента к фоновому содержанию, для Pb, As – отношению их содержаний к предельно допустимым концентрациям (ПДК); n – число учитываемых элементов (n=6) [8].

При изучении континентальных глинистых и лёссовых отложений геолого-литологических разрезов в

районе Братского водохранилища, техногенных глинистых образований на территории Иркутска и глинистого аллювия в районе г. Шелехов, глин из пещеры Горомэ (Окинское плато в Восточном Саяне) [13–15] и данных других публикаций [6] по значениям Zc выделены три уровня степени загрязнения: слабая (7–18), средняя (19–40) и сильная (>40). Согласно нормативным уровням загрязнения [16], удовлетворительная ситуация может быть при Zc <16, критическая – 16–32, чрезвычайная – 32–128, катастрофическая (экологическое бедствие) – >128.

Для характеристики общих геохимических особенностей осадков и определения признаков их стратиграфо-литологической принадлежности произведен расчет следующих индикаторных отношений (коэффициентов): Ti/Zr (K1), La/V (K2), V/Zn (K3), Ca/Sr (K4), Mn/Fe (K5), Sr/Ba (K6), Rb/Sr (K7).

При получении коэффициентов Ti/Zr, Ca/Sr, Mn/Fe предварительно проводился расчет концентраций титана, кальция, марганца и железа из содержаний оксидов этих элементов по химическим уравнениям путем составления пропорций.

Например, из уравнения $2Ca + O_2 = 2CaO$ концентрация кальция определяется следующим образом: $m(Ca) = m(CaO) \times M(Ca) / M(CaO)$, где m(CaO) – масса оксида кальция (%); M(Ca) и M(CaO) – произведения молярных масс на количество моль по уравнению (в граммах). Полученная масса кальция m(Ca) (%) умножалась на 10⁴ (ppm).

Несколько слов о роли этих коэффициентов.

Пониженные значения K1 (Ti/Zr), связанные с относительно завышенной концентрацией циркония (циркон относится к группе очень устойчивых к выветриванию минералов), свойственны для более древних, химически зрелых отложений, при этом определенную роль в этом случае играет повышенное содержание глинистой фракции [17].

Коэффициент K4 (Ca/Sr) можно рассматривать в качестве климатического критерия: повышенные значения отражают холодные аридные условия и, следовательно, незначительную степень химической зрелости отложений. Например, для эолово-делювиальных лёссовых покровов (их формирование происходит в условиях холодного семиаридного климата перигляциальной зоны) K4 определен в диапазоне 105–129; для выделенных в разрезе погребенных почв, образование которых связано с потеплением и увлажнением климата и, соответственно, существенными химическими преобразованиями, этот диапазон составляет 65–94 [15]. Следовательно, более химически зрелые (и более древние по стратиграфической принадлежности) отложения характеризуются пониженными значениями K1 (Ti/Zr) и K4 (Ca/Sr).

Mn/Fe (K5) обычно мало отклоняется от среднего значения 0,019, которое, согласно классификации Я.И.Юдовича [20], соответствует континентальным

четвертичным отложениям и считается унаследованным от магматических пород. Коэффициент $K7$ (Rb/Sr) отражает отношение двух преобладающих микроэлементов: при $K7 > 1$ рубидия больше, чем стронция, и наоборот; аналогичная ситуация наблюдается для $K3$ (V/Zn). Остается $K2$ (La/V), но поскольку лантан является второстепенным по концентрации микроэлементом, а ванадий входит в группу преобладающих, то коэффициент всегда будет < 1 .

Обсуждение результатов. *Группа токсичных микроэлементов.* Концентрации токсичных микроэлементов и их распределение в голоценовых илах и верхнеплейстоценовых глинах (табл. 1) показали следующее. Во-первых, во всех колонках преобладает фтор и ванадий, в ничтожном количестве (< 4 ppm) присутствует олово; во-вторых, в глинах по сравнению с илами отмечается увеличение фтора, ванадия, цинка, меди и хрома; в-третьих, закономерно возрастает показатель загрязнения (Z_c) от слабого-удовлетворительного (7–19 в илах) до среднего-критического (27–36 в глинах) (см. табл. 1). Мышьяк сосредоточен в нижней части разрезов – верхнеплейстоценовых глинах (13–19 ppm), в илах его содержание преимущественно < 5 ppm (редко

7–15). Фтор, как известно, является токсичным микроэлементом первого класса, его содержание связано с гранулометрическим составом отложений: в песках фтора содержится 20–150 ppm, в глинах – 450–1200 ppm [18].

Полученные результаты по содержанию токсичных компонентов в донных осадках четырех колонок-разрезов ($n=21$) позволили произвести их статистическую обработку (табл. 2). По средним значениям концентраций господствует фтор (687 ppm), далее следуют ванадий, цинк, медь и хром, на последнем месте (не считая олова и мышьяка) находится кобальт (22 ppm) (рис. 1). Минимальная степень изменчивости, характеризующаяся коэффициентом вариации (V, %), отмечается для ванадия и свинца (V15–19), в остальных случаях разнородность концентраций возрастает (V25–39). Показатель загрязнения (среднее значение 25) также характеризуется повышенной изменчивостью (V34), что доказывает существующие различия между выделенными геолого-генетическими комплексами исследованных донных осадков.

При изучении микроэлементного состава глинистых отложений пещеры Горомэ выполнялся сравнительный анализ по величине «коэффициента токсичности» (Kt),

1. Токсичные микроэлементы в донных осадках оз. Байкал (Академический хребет)

Глубина интервала, см	ГГК	Микроэлементы										Zc
		V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	F	Pb	As	Sn	
Колонка 17												
0–10	Q ₄	98	27	9	16	25	32	<200	24	<5	<4	7
10–20		92	46	37	39	61	62	<200	19	7	<4	19
20–31		174	72	24	59	106	117	104	28	15	<4	31
31–44	Q ₃	166	81	27	63	92	124	604	30	14	<4	32
Колонка 18												
0–10	Q ₄	103	20	15	20	37	38	<200	23	<5	Не опр.	9
10–20		97	43	27	36	58	58	<200	20	<5	<4	15
20–40		160	54	20	40	70	73	<200	23	<5	<4	16
40–55		174	77	24	66	117	127	280	26	19	<4	36
55–69	Q ₃	164	79	27	62	99	122	486	29	15	<4	32
69–87		166	86	22	61	97	132	829	30	13	<4	31
Колонка 19												
0–10	Q ₄	141	68	19	44	55	81	383	19	10	<4	22
10–20	Q ₃	158	80	22	50	75	94	190	24	15	<4	27
20–30		183	87	23	57	89	119	216	28	16	<4	31
30–40		173	86	23	62	91	123	234	28	18	<4	34
40–52		152	85	20	51	58	100	205	24	16	<4	29
Колонка 22												
0–10	Q ₄	144	54	15	34	56	74	<200	26	<5	<4	14
10–21		154	83	20	50	67	100	754	22	15	<4	27
21–31		168	78	21	51	83	113	585	25	14	<4	28
31–38	Q ₃	161	83	20	46	64	108	908	25	13	<4	26
38–52		152	77	25	57	68	151	1087	32	15	<4	32
52–67		149	70	25	55	66	140	716	30	14	<4	30

Примечание. ГГК – геолого-генетический комплекс осадков; Zc – показатель загрязнения.

2. Результаты статистической обработки данных о содержании токсичных микроэлементов в донных осадках оз. Байкал (Академический хребет) (n=21)

П	Микроэлементы								Zc
	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	F*	Pb	
X _{cp}	149	68	22	46	73	99	561	26	25
X _{min}	2	20	9	16	25	32	205	19	7
X _{max}	183	87	37	66	117	151	1087	32	36
σ	27,65	19,93	5,57	13,74	22,73	33,07	288,90	3,75	8,49
V, %	19	29	25	30	31	33	51	15	34
θ	20,86	15,87	3,86	10,78	18,25	29,92	239,88	3,07	7,05
M _d	158	77	22	51	68	106	585	25	28

Примечание. Здесь и в таблицах 5, 9: П – статистические показатели: X_{cp}, X_{min}, X_{max} – среднее, минимальное и максимальное значения параметра микроструктуры; σ – стандартное отклонение; V – коэффициент вариации; θ – среднее отклонение; M_d – медиана; n – число образцов; Zc – показатель загрязнения (в долях единицы); F* (n=13).

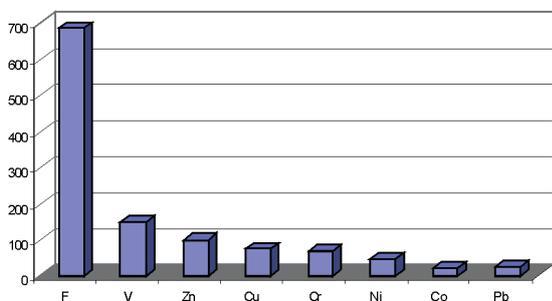


Рис. 1. Содержание (ppm) токсичных микроэлементов в донных осадках оз. Байкал в районе Академического хребта (средние значения, n=21, для фтора n=15)

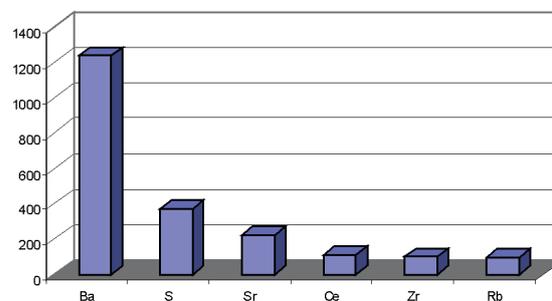


Рис. 2. Содержание (ppm) преобладающих микроэлементов в донных осадках оз. Байкал в районе Академического хребта (средние значения, n=20-21)

который рассчитывался как отношение максимального значения концентрации токсичного компонента (C_{max}) из исследуемой выборки данных к величине его кларка (C_{кл}) по А.П.Виноградову: Kt=C_{max}/C_{кл} [14]. Донные осадки явились объектом аналогичного сопоставления (табл. 3).

Осадки соответствуют пещерным отложениям по коэффициенту токсичности, рассчитанному для меди (2,5–2,6), цинка (1,8–2,0) и фтора (1,7), старичной фации глинистого аллювия (I) – только по никелю (1,0–1,0), лёссовому делювию и аллювию (III, IV) – по ванадию (2,0–1,9). Палеоген-неогеновые озерные глины (V) занимают самостоятельное положение: они менее токсичны в сравнении с осадками Байкала по ванадию (1,6), кобальту (1,3), меди (1,0), цинку (0,7), но в них больше свинца (4,8) и никеля (2,1). Можно сделать следующие выводы:

концентрации хрома и никеля в осадках близки к величине кларка, но все остальные токсичные компоненты его превышают;

на общем сравнительном фоне наибольшая близость

между донными осадками и лёссовыми делювиальными толщами наблюдается по ванадию;

глинистые осадки Байкала, старичная фация аллювия и глинистые пещерные отложения обогащены фтором;

свинца в осадках значительно меньше (Kt=2,0), чем в лёссовом делювии (Kt=6,3).

По коэффициенту токсичности (концентрации) отмечается повышенное (по сравнению с фоновым) содержание Cu (2,5), Co, V, Zn, Pb, F (1,7–2,1), соответствуют фону Cr, Ni (1,1) (см. табл. 3).

Преобладающие микроэлементы. Результаты обсуждаются в том же порядке, как для токсичных компонентов: данные по концентрациям в каждом образце колонок (табл. 4); основные параметры статистической обработки (табл. 5); график-сопоставление по средним значениям содержания всех компонентов (рис. 2).

Главный микроэлемент в осадках – барий. Следует отметить, что в континентальных покровных лёссовых толщах третьей террасы Ангары (микрорайон Солнечный, г. Иркутск) барий также является ведущим компонентом (среднее значение по концентрации 680 ppm),

3. Коэффициенты токсичности донных осадков оз. Байкал (Академический хребет), глинистых и лёссовых отложений различных участков (сравнительный анализ)

М	Скл	Донные осадки		Глинистый аллювий – I		Пещерные отложения – II		III	IV	V
		Сmax	Kt	Сmax	Kt	Сmax	Kt	Коэффициент токсичности – Kt		
V	90	183	2,0	105	1,2	367	4,1	1,9	1,9	1,6
Cr	83	87	1,1	121	1,5	214	2,6	1,9	2,1	1,5
Co	18	37	2,1	21	1,2	64	3,6	1,8	0,9	1,3
Ni	58	66	1,1	60	1,0	144	2,5	1,5	1,3	2,1
Cu	47	117	2,5	34	0,7	212	2,6	0,7	0,9	1,0
Zn	83	151	1,8	82	1,0	94	2,0	1,9	1,0	0,7
Pb	16	32	2,0	23	1,4	20	1,3	6,3	2,3	4,8
F	660	1087	1,7	957	1,5	1097	1,7	Не определялся		

Примечание. М – микроэлементы; Скл – кларк по А.П.Виноградову (ppm); Сmax – максимальное содержание микроэлемента (ppm); Kt=Сmax/Скл; участки: I – глинистый аллювий (г. Шелехов, скв. 1ШС); II – песчано-глинистые отложения пещеры Горомэ (Восточный Саян); III – лёссовый делювий (г. Иркутск, скв. 1416а, 250а), IV – лёссовый аллювий (г. Саянск, скв. 579); V – озерные глины (район г. Биробиджан, скважины 998, 1000).

4. Преобладающие микроэлементы в донных осадках оз. Байкал (Академический хребет)

Глубина интервала, см	ГГК	Микроэлементы					
		Ba	Sr	Zr	Ce	Rb	S
Колонка 17							
0–10	Q ₄	644	56	14	61	21	657
10–20		4772	117	23	73	36	301
20–31		857	250	81	133	88	917
31–44	Q ₃	983	291	100	121	121	339
Колонка 18							
0–10	Q ₄	874	172	Не опр.	70	Не опр.	487
10–20		3424	34	7	69	11	369
20–40		82	202	83	94	70	659
40–55	Q ₃	991	274	92	138	97	856
55–69		957	309	123	124	120	524
69–87		1110	331	138	113	134	358
Колонка 19							
0–10	Q ₄	891	306	158	83	91	383
10–20	Q ₃	853	239	181	117	117	190
20–30		979	202	84	126	107	216
30–40		991	254	122	121	129	234
40–52		878	236	144	106	117	205
Колонка 22							
0–10	Q ₄	818	47	14	87	19	415
10–21		926	262	168	109	122	189
21–31		854	275	158	125	118	124
31–38	Q ₃	894	212	116	116	107	140
38–52		1438	342	71	157	157	123
52–67		1760	244	62	159	118	160

Примечание. Не опр. – содержание микроэлемента не определялось.

поэтому можно считать его некоторым коррелятором, подтверждающим участие лёссовой пыли при формировании донных отложений [19, 22]. Известно также, что барий занимает господствующее положение в покровных лёссовидных суглинках Европейской части России

(Подмосковье, Заволжье, Закамье), что определяется их гранулометрическим и минеральным составами [3]. Однако в осадках этого элемента значительно больше, при этом наблюдаются пики в интервале 10–20 см (илы) или в нижней части разреза (глины) (см. табл. 4).

5. Результаты статистической обработки данных о содержании преобладающих микроэлементов в донных осадках оз. Байкал (Академический хребет)

П	Микроэлементы					
	Ba	Sr	Ce	S	Zr	Rb
X _{cp}	1237	222	110	374	97	95
X _{min}	82	34	61	123	7	11
X _{max}	4772	342	159	917	181	157
σ	1020,64	90,42	27,85	234,48	53,80	41,89
V, %	83	41	25	63	56	44
θ	613,92	69,65	22,34	181,81	43,85	32,90
M _d	926	244	116	339	96	112

Примечание. П – статистические показатели; Ba, Sr, Ce, S (n=21); Zr, Rb (n=20).

Близость микроэлементного состава покровных лёссовых толщ (г. Иркутск) отмечается по содержанию стронция (среднее значение 270 ppm) и рубидия (80 ppm). Особым признаком донных отложений является их обогащение серой и фтором (о последнем компоненте речь шла выше), значительно меньше в осадках циркония (97 ppm) по сравнению с лессовидными суглинками (260 ppm).

Распределение концентраций микроэлементов характеризуется значительной изменчивостью (V41–83), что связано с выделенными комплексами – голоценовыми илами и позднеплейстоценовыми глинами (см. таблицы 4, 5).

Для преобладающих и второстепенных микроэлементов рассчитаны коэффициенты концентрации, показывающие отношение их содержания к величине кларка (табл. 6). Повышенные концентрации отмечаются только для Ba, Ce (Kc=1,57–1,90).

Второстепенные микроэлементы. Распределение этих микроэлементов в образцах четырех колонок-разрезов показало, что повышенные концентрации (до 59–159 ppm) отмечаются для La, Nd, при этом их возрастание происходит в нижней части разреза – в верхнеплейстоценовых глинах (табл. 7). Аналогичная ситуация наблюдается для Y, Ga, Th, Nb, но Mo, наоборот, меньше в глинах (колонки 17 и 22). Уран распределяется в разрезах относительно стабильно (преимущественно 6–9 ppm, редко 14–20); во всех образцах присутствует вольфрам (<5 ppm). Таким образом, большинство второстепенных компонентов также указывает на различие между выделенными геолого-генетическими комплексами донных отложений.

Коэффициенты концентрации (см. табл. 6) свидетельствуют о повышенном (по сравнению с фоном) содержании La (3,28) и, особенно, U (8,0) и Mo (16,3).

Индикаторные отношения микроэлементов (коэффициенты). На основании расчетов семи коэффициентов для каждого образца разрезов-колонок и статистической обработки этих данных можно заключить следующее.

Статистическая обработка показала, что изменчивость почти всех коэффициентов очень высокая (V79–150), следовательно, они могут быть критериями разделения осадков на илы (Q₄) и глины (Q₃) (табл. 8). Действительно, в верхней зоне отмечается резкое повышение K1 (Ti/Zr), K4 (Ca/Sr), K3 (V/Zn), K5 (Mn/Fe), в нижней – уменьшение (табл. 9). Стабильность (V15–18) фиксируется только для K2 (La/V) и K7 (Ba/Sr), как и предполагалось.

О степени химической зрелости отложений, связанной с их стратиграфической принадлежностью, свидетельствуют значения индикаторных отношений Ti/Zr (K1) и Ca/Sr (K4): в глинах они понижаются, в илах верхней зоны – повышаются (колонки 17, 18, 22).

6. Коэффициенты концентрации микроэлементов

Показатели	Микроэлементы												
	Ba	Sr	Ce	S	Zr	Rb	La	Nd	Y	Ga	Th	Mo	U
C	1237	222	110	374	97	95	95	59	28	19	28	18	20
Ckl	650	340	70	470	170	150	29	37	29	19	14	1,1	2,5
Kc	1,90	0,65	1,57	0,80	0,57	0,63	3,28	1,59	0,97	1,00	2,0	16,3	8,0

Примечание. C – содержание микроэлемента (ppm); Ckl – кларк по А.П.Виноградову (ppm) [6]; Kc – коэффициент концентрации; для преобладающих микроэлементов использованы средние значения содержаний, второстепенных – максимальные.

7. Второстепенные микроэлементы в донных осадках оз. Байкал (район Академического хребта)

Глубина интервала, см	ГТК	Содержание микроэлементов, ppm								
		La	Nd	Y	Ga	Th	Mo	U	Nb	W
Колонка 17										
0–10	Q ₄	38	34	8	5	8	18	4	<3	<5
10–20		42	32	10	8	10	12	6	<3	<5
20–31		77	59	26	14	18	8	14	8	<5
31–44	Q ₃	69	46	23	18	18	7	6	9	<5
Колонка 18										
0–10	Q ₄	40	34	He опр.	6	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	<5
10–20		44	33	6	7	6	11	<3	<3	<5
20–40		69	48	28	10	16	7	20	8	<5
40–55	Q ₃	87	59	28	16	20	9	14	8	<5
55–69		74	50	30	17	19	<5	8	13	<5
69–87		68	42	29	18	19	<5	9	16	<5
Колонка 19										
0–10	Q ₄	52	41	21	14	13	5	7	12	<5
10–20	Q ₃	66	38	26	15	15	<5	5	16	<5
20–30		77	50	18	18	16	9	4	7	<5
30–40		70	45	24	18	18	7	5	10	<5
40–52		54	37	22	16	14	5	4	12	<5
Колонка 22										
0–10	Q ₄	57	38	7	10	6	15	<3	<3	<5
10–21		60	45	25	15	16	6	6	14	<5
21–31		69	48	27	16	18	6	6	13	<5
31–38	Q ₃	70	40	17	15	16	10	4	9	<5
38–52		95	54	20	19	28	10	5	11	<5
52–67		88	53	14	18	21	14	4	6	<5

По материалам статьи можно сделать следующие выводы.

1. Среди токсичных компонентов первое место принадлежит фтору и ванадию, далее следуют цинк и медь; по величине показателя Zc установлена более высокая степень загрязнения для позднеплейстоценовых глин; токсичные микроэлементы, кроме ванадия и свинца, а также Zc имеют повышенную степень изменчивости в распределении (V25–39), что подтверждает существующие различия между выделенными в колонках геолого-генетическими комплексами отложений.

2. При сравнительном анализе коэффициента токсичности (Kt) осадков с различными объектами (см. табл. 3) сходство с континентальными лессовыми отложениями установлено по ванадию (это ведущий токсичный компонент); только хром и никель соответствуют величине кларка, но все остальные микроэлементы его превышают.

3. В составе преобладающих микроэлементов господствует барий, который является критерием сходства донных осадков и континентальных лёссовых

толщ, кроме того, некоторая близость отмечается по концентрациям стронция и рубидия; к числу особенностей осадков относится их обогащение серой; имеет место высокая степень изменчивости концентраций преобладающих компонентов (V41–83), что также подтверждает разделение толщи осадка на молодые илы и более древние глины.

4. В группе второстепенных микроэлементов относительно повышенное содержание имеют лантан, неодим, при этом их больше в нижней части разреза – позднеплейстоценовых глинах; стабильно присутствуют уран и вольфрам; по коэффициенту концентрации (см. табл. 6) отмечается резкое повышение содержания молибдена, урана и лантана по сравнению с фоновыми значениями.

5. Рассчитанные индикаторные отношения микроэлементов (Ti/Zr, Ca/Sr) также явились критериями для выделенных стратиграфо-литологических (геолого-генетических) комплексов: установлены их пониженные значения для глин (более древних и химически зрелых) и повышенные для илов (более молодых и менее химически зрелых).

8. Индикаторные отношения микроэлементов (коэффициенты) в донных осадках оз. Байкал (Академический хребет)

Глубина интервала, см	ГФК	Индикаторные отношения микроэлементов (коэффициенты)						
		Ti/Zr	La/V	V/Zn	Ca/Sr	Mn/Fe	Sr/Ba	Rb/Sr
		K1	K2	K3	K4	K5	K6	K7
Колонка 17								
0–10	Q ₄	134	0,39	3,06	148	0,22	0,09	0,38
10–20		86	0,46	1,48	73	0,47	0,02	0,31
20–31		46	0,44	1,49	42	0,03	0,29	0,35
31–44	Q ₃	46	0,42	1,34	43	0,03	0,30	0,42
Колонка 18								
0–10	Q ₄	He опр.	0,39	2,71	46	0,34	He опр.	He опр.
10–20		253	0,45	1,67	223	0,39	0,01	0,32
20–40		33	0,43	2,19	44	0,07	2,46	0,35
40–55	Q ₃	44	0,50	1,37	44	0,04	0,28	0,35
55–69		44	0,45	1,34	44	0,04	0,32	0,39
69–87		35	0,41	1,26	41	0,03	0,30	0,40
Колонка 19								
0–10	Q ₄	27	0,37	1,74	44	0,05	0,34	0,30
10–20	Q ₃	27	0,42	1,68	52	0,02	0,28	0,49
20–30		61	0,42	1,54	62	0,03	0,21	0,53
30–40		42	0,40	1,41	50	0,03	0,26	0,51
40–52		36	0,36	1,52	55	0,02	0,27	0,50
Колонка 22								
0–10	Q ₄	225	0,40	1,95	234	0,07	0,06	0,40
10–21		31	0,39	1,54	51	0,05	0,28	0,47
21–31		31	0,41	1,49	47	0,03	0,32	0,43
31–38	Q ₃	46	0,43	1,52	66	0,03	0,24	0,50
38–52		71	0,63	1,01	46	0,03	0,24	0,46
52–67		80	0,59	1,06	59	0,08	0,14	0,48

9. Результаты статистической обработки данных по индикаторным отношениям элементов (коэффициентам) в донных осадках оз. Байкал (Академический хребет) (n=21)

П	Индикаторные отношения элементов (коэффициенты)						
	Ti/Zr	La/V	V/Zn	Ca/Sr	Mn/Fe	Sr/Ba	Rb/Sr
	K1*	K2	K3	K4	K5	K6*	K7*
X _{cp}	78	0,44	1,64	72	0,10	0,34	0,42
X _{min}	27	0,36	1,06	41	0,02	0,02	0,31
X _{max}	253	0,63	3,06	234	0,47	2,46	0,53
σ	63,41	0,066	0,494	56,81	0,134	0,511	0,094
V, %	91	15	30	79	134	150	18
θ	42,96	0,044	0,337	31,11	0,097	0,214	0,060
M _d	46	0,42	1,52	50	0,04	0,28	0,41

Примечание. K1*, K6*, K7* рассчитаны при n=20.

Результаты получены с использованием материально-технической базы ЦКП (Центр коллективного пользования) «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН, г. Иркутск, в рамках проекта НИР 0346-2014-0009.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вологина Е.Г. Условия голоценового осадкообразования в озере Байкал // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. – Иркутск, 2002.
2. Геохимия окружающей среды / Ю.Е.Саэт, Б.А.Ревич, Е.П.Янин и др. – М.: Недра, 1990.
3. Добровольский В.В. Гипергенез и коры выветривания. – М.: Научный мир, 2007.
4. Коллектив участников проекта «Байкалбурение». Высокорастворимая осадочная запись по керну глубоководного бурения на Посольской банке в озере Байкал (ВДР-99) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 2. С. 163–193.
5. Краткий справочник по геохимии / Г.В.Войткевич, А.Е.Мирошников, А.С.Поваренных, В.Г.Прохоров – М.: Недра, 1970.
6. Мотузова Г.В., Безуглова О.С. Экологический мониторинг почв. – М.: Академический Проект; Гаудеамус, 2007.
7. Особенности осадконакопления в озере Байкал в голоцене / Е.Г.Вологина, М.Штурм, С.С.Воробьева и др. // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 5. С. 407–421.
8. Порядин А.Ф., Хованский А.Д. Оценка и регулирование качества окружающей природной среды. – М.: Издательский дом «Прибой», 1996.
9. Ревенко А.Г. Физические и химические методы исследования горных пород и минералов в Аналитическом центре ИЗК СО РАН // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5 (1). С. 101–114.
10. Регулярные осцилляции климата в масштабе тысячелетий и видообразование в озере Байкал / М.А.Грачев, А.Г.Горшков, И.Н.Азарова и др. // Основные закономерности глобальных и региональных изменений климата и природной среды в позднем кайнозое Сибири. – Новосибирск, 2002. С. 107–121.
11. Ряценок Т.Г. Проявление эоловой седиментации в Прибайкалье и возможность ее участия в формировании зонных осадков Байкала // Байкал – природная лаборатория для исследования изменений окружающей среды и климата. Т. 2. Глобальные изменения в прошлом: Тезисы докладов Международного симпозиума. – Иркутск, 1994. С. 42.
12. Ряценок Т.Г., Ухова Н.Н. Химический состав дисперсных грунтов: возможности и прогнозы (юг Восточной Сибири). – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2008.
13. Ряценок Т.Г., Штельмах С.И. Микроэлементный состав техногенных отложений прибрежных участков строительства в Иркутске // Труды 3-й Международной конф. «Создание и использование искусственных земельных участков на берегах и акватории водных объектов», 29 июня–3 августа 2013 г. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2013. С. 259–262.
14. Ряценок Т.Г., Штельмах С.И. Микроэлементный состав отложений пещеры Горомэ // Известия СО Секции наук о Земле РАЕН. 2015. № 2 (51). С. 88–96.
15. Ряценок Т.Г., Штельмах С.И., Худогонова Е.В. Геохимические критерии при изучении геолого-литологических разрезов дисперсных грунтов (микроэлементный состав) // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии. Вып. 7. Труды IX Российско-Монгольской конференции «Солнечно-земная физика и сейсмогеодинамика Байкало-Монгольского региона», 10–12 октября 2011 г. – Иркутск: Институт солнечно-земной физики СО РАН, Институт земной коры СО РАН, 2012. С. 120–126.
16. Сысо А.И. Закономерности распределения химических элементов в почвообразующих породах и почвах Западной Сибири. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2007.
17. Танделов Ю.П. Фтор в системе почва – растение. – Красноярск, 2012.
18. Центрические диатомовые водоросли позднего кайнозоя озера Байкал: морфология, систематика, стратиграфическое распространение, этапность развития (по материалам глубокого бурения) / М.И.Кузьмин, Г.К.Хурсевич, А.А.Прокопенко и др. – Новосибирск: ГЕО, 2009.
19. Штельмах С.И. Распределение микроэлементов в дисперсных грунтах ключевых участков юга Восточной Сибири (инженерно-геологические и геоэкологические аспекты) // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010.
20. Юдович Я. Э. Индикаторное значение отношения Mn/Fe в осадочных породах // Доклады Академии наук. 2000. Т. 375. № 2. С. 233–234.
21. A synthesis of post-glacial diatom records from Lake Baikal / J.P.Bradbury, Ye.V.Bezrukova, G.P.Chernyaeva et al. // Journal of Paleolimnology. 1994. Vol. 10. Pp. 213–252.
22. Ryashchenko T.G., Akulova V.V., Rubtsova M.N. Aeolian sedimentation in Pribaikalye (Late Pleistocene – Holocene) // Quaternary International. 355 (2015). Pp. 52–56.

Термоминеральные воды Балхаш-Алакольского региона (Юго-Восточный Казахстан)

Е.Ш.ЖЕКЕМБАЕВ (НАО «Казахский национальный исследовательский университет им. К.И.Сатпаева»; 0050013, г. Алматы, Республика Казахстан),
Р.И.ПЛОТНИКОВА (ФГУП «Всероссийский научно-исследовательский институт гидрогеологии и инженерной геологии» «ВСЕГИНГЕО»; 142452, Московская обл., Ногинский район, пос. Зеленый, 31-й км Нижегородского шоссе)

Статья посвящена исследованию термоминеральных источников Балхаш-Алакольского региона, который характеризуется разнообразными физико-географическими, геолого-структурными и гидрогеологическими условиями, что и предопределило особенности формирования и размещения в его недрах вод различной минерализации, химического состава, температуры. По этим признакам в регионе выделены две области: гидрогеологических массивов и артезианских бассейнов.

Ключевые слова: Балхаш-Алакольский регион, артезианский бассейн, гидрогеологический массив, термоминеральная подземная вода, химический состав, запасы воды и тепла.

Жексембаев Еркебулан Шектибаевич
Плотникова Роза Ивановна



erkebulan.adai@mail.ru
riplotnikova@mail.ru

Thermal mineral water of Balkhash-Alakol region (South East Kazakhstan)

E.Sh.ZHEXEMBAYEV, R.I.PLOTNIKOVA

The article investigates the thermal mineral springs of Balkhash-Alakol region. Balkhash-Alakol region is characterized by a variety of physical and geographical, geological structural and hydrogeological conditions that determined the features of formation and placement of water varying in salinity, chemical composition and temperature in the subsoil. These features highlight two areas here: hydrogeological arrays and artesian basins.

Key words: Balkhash-Alakol region, artesian basin, hydrogeological array, thermal underground water, chemical composition, water supplies.

Балхаш-Алакольский регион расположен на юго-востоке Казахстана в пределах Алматинской области, и лишь его небольшая северо-восточная часть входит в Восточно-Казахстанскую область. Естественными границами региона являются: на севере – оз. Балхаш, на северо-востоке – хр. Тарбагатай и горы Барлык, на юго-западе – Шу-Илийские горы и на юге – Жетысуский Алатау и его отроги (Китайско-Кыргызские границы) (см. рисунок).

Описываемый регион охватывает четыре довольно значительные впадины: Балхашскую (IV), Алакольскую (V), Лепсинскую (VI) и Илийскую (VII), которые разделены между собой относительно приподнятым фундаментом, горы Тарбагатай (I), Жетысуского Алатау (II) и северные цепи Тянь-Шаня (III), характеризующиеся сильно расчлененным рельефом.

Средне- и высокогорные сооружения Тарбагатай, Жетысуского Алатау и Северного Тянь-Шаня, относящиеся к герцинской и каледонской зонам складчатости, имеют широтное или субширотное простирание. Их

современный сильно расчлененный рельеф – результат проявления новейших тектонических движений, значительно перестроивших древние структуры, придав им сводово-блоковую форму.

Термоминеральные воды гидрогеологических массивов. Для данных горных сооружений характерны своеобразная высотная климатическая поясность, высокая сейсмичность и хорошая обнаженность слагающих их палеозойских пород. Они относятся к гидрогеологическим массивам с активным водообменом подземных вод. Интенсивная трещиноватость водовмещающих образований, мощность которой увеличивается в речных долинах и зонах тектонических нарушений, предопределяет охлаждение складчатых структур на значительную глубину нисходящими потоками холодных инфильтрогенных вод, что влияет на формирование естественного теплового режима недр. Глубокого бурения и замеров температур на глубину на территории горных сооружений не производилось. Однако в связи с тем, что они являются областями

активной альпийской тектоники с высокой сейсмичностью, обусловленной продолжающимися процессами эпиплатформенного орогенеза, которые оживляют глубинные разломы и вызывают перемещения отдельных тектонических блоков, создаются локальные тепловые аномалии. Последние фиксируются выходом на поверхность термальных источников, приуроченных к линейно-вытянутым зонам крупных тектонических разрывных нарушений и используемых частично в бальнеологических целях.

В целом для описываемых горных массивов характерные геотермические градиенты для геотермозоны составляют 3–5°C/100 м. При значениях коэффициента теплопроводности палеозойских пород, варьирующих обычно в пределах 2–2,5 Вт/м·град, величины глубинного регионального теплового потока составляют 65–85 мВт/м² и более.

I. Тарбагатайский гидрогеологический массив приурочен к одноименной горной системе. В этом регионе известно несколько выходов термальных вод.

1. Барлыкские источники расположены на северо-западном ответвлении хр. Барлык, в долине р. Арасанка. Выходы 13 родников на протяжении 1,5 км приурочены к зоне тектонического разлома, секущего эффузивные образования. Их общий расход составляет 2,6 дм³/с. Воды слабосоленоватые (1,4–1,8 г/л) при сульфатно-хлоридном натриево-кальциевом составе и слабощелочной реакции (рН 7,7). Температура их изменяется от 20° до 42°C. Скважина, пробуренная в зоне разлома, вскрыла на глубине 35 м воду с температурой 44,5°C. Дебит ее на самоизливе составил 0,25 дм³/с. Минерализация и химический состав аналогичны таковым родниковых вод. В них обнаружены кремнекислота (45–64 мг/л) и радон (0,6–2,5 нКи/л).

2. Айнабулакский источник расположен в 45 км от села Маканшы, у бугристых песков Барлыккум в долине р. Эмель. Хотя родник приурочен к барханным пескам, фактически воды выклиниваются из зоны разлома подстилающих терригенно-эффузивных образований палеозоя. Расход его порядка 0,5 дм³/с. Температура воды 25°C, минерализация 2,88 г/л, состав сульфатно-хлоридный натриево-кальциевый. Содержание кремнекислоты 23,9 мг/л. У самого источника пробурена скважина глубиной 102 м. Термальная вода вскрыта на глубине 30 м в скальных породах. Дебит скважины на самоизливе 4,5 дм³/с, а при снижении уровня на 16 м расход ее составил примерно 8 дм³/с. Температура воды на устье 23°C. В ней обнаружен радон в количестве 2,8 нКи/л.

II. Жетысуский гидрогеологический массив приурочен к хр. Жетысуский Алатау, высота которого составляет 4000–4400 м. Термальные источники находятся в основном в области среднегорья.

1. Ку-Арасанские источники расположены в горах Дувантау на высоте 1280 м. Наблюдается 10 родников, выходящих у русла р. Борохудзир и приуроченных к

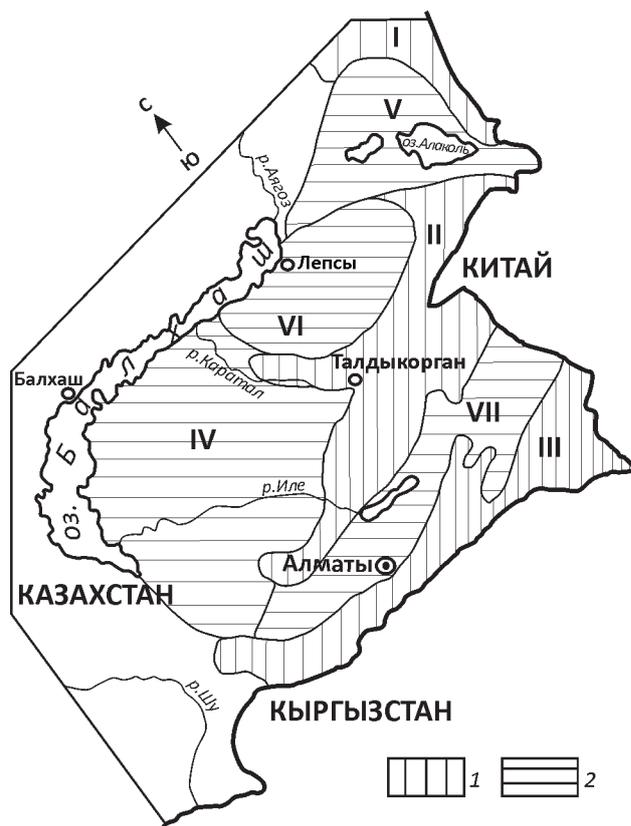


Схема гидрогеологического районирования Балхаш-Алакольского региона:

1 – гидрогеологические массивы: I – Тарбагатай, II – Жетысуского Алатау, III – Северного Тянь-Шаня; 2 – артезианские бассейны межгорных впадин: IV – Балхашской, V – Алакольской, VI – Лепсинской, VII – Илейской

тектоническому разрывному нарушению в вулканогенных породах. Расходы отдельных водопунктов колеблются от 0,02 до 1,2 дм³/с, а температура воды – от 23° до 33°C, при максимальной 30,4°–38,3°C. Состав ее сульфатно-хлоридный натриевый с минерализацией 0,6–1,1 г/л. В районе выхода родников были пробурены скважины, которые подсекали тектоническую зону. Уровни воды установились до 8,5 м ниже земной поверхности. Дебиты скважин достигают 35 дм³/с, температура воды до 37,2°C. В подземных водах установлены кремнекислота (2596 мг/л), фтор (3,4–8 мг/л) и радон (4,6–21,1 нКи/л). В составе растворенных газов преобладает азот.

2. Хоргосские источники расположены в 70 км северо-западнее г. Панфилова на высоте 1750 м в долине одноименной реки. Обнаружено несколько естественных выходов подземных вод непосредственно из трещин интрузивных пород или же из покровных дресвяно-галечных отложений. Расходы родников варьируют в пределах 0,01–1,6 дм³/с. Воды пресные (до 0,3 г/л),

сульфатно-гидрокарбонатного натриевого состава с щелочной реакцией (рН 8,9) и температурой 37°–52°С. Из растворенных газов преобладает азот. Содержание в воде кремнекислоты 50–76 мг/л, сероводорода до 2 мг/л и радона 8,2–23,2 нКи/л.

3. Капал-Арасанские источники находятся на северном склоне Жетысуского Алатау в долине р. Биен. Выходы родников приурочены к трещиноватым гранитам, суммарный их расход 0,2 дм³/с. Воды хлоридно-сульфатные натриевые с минерализацией 0,4–0,6 г/л и щелочной реакцией (рН 7,9–9,5). Температура их 16,4°–37,4°С. Пробуренные здесь скважины вскрыли подземные воды с температурой 33°–44,5°С. Дебиты их достигают 1,5 дм³/с при снижении уровня на 1,5 м. В воде присутствуют кремнекислота и фтор в количестве соответственно 56–80 и 3–14 мг/л, содержание радона составляет 3,5–4,2 нКи/л. Значения геотермического градиента по скважинам 8,5°–24°С/100 м.

Кроме вышеописанных, в Жетысуском Алатау имеется еще ряд термальных источников, приуроченных к трещиноватым зонам интрузивных и, в единичном случае (Тастинтерекские), эффузивных пород.

III. Северо-Тянь-Шаньский гидрогеологический массив расположен вдоль южной границы Казахстана. Это область высокогорий, состоящая из ряда хребтов. Выходы источников термальных вод в основном приурочены к Заилийскому Алатау.

1. Алма-Арасанские источники находятся в 26 км южнее г. Алматы в ущелье р. Проходная на высоте 1780–1820 м. Они приурочены к зоне тектонического нарушения в диоритах. Дебиты родников не превышают десятых долей литра в секунду. Воды сульфатно-гидрокарбонатные натриевые с минерализацией до 0,3 г/л и температурой до 30°С. В них присутствуют: кремнекислота (72 мг/л), сероводород (до 6,8 мг/л) и радон (0,9–1,3 нКи/л). Рядом пробурено несколько скважин, одна из которых на глубине 479 м вскрыла напорные воды. Пьезоуровень составил +14,6 м. Дебит ее на самоизливе 4,9 дм³/с, температура воды 34,2°С. В газовом составе воды преобладает азот. Значения геотермического градиента по температурным замерам в скважинах изменяются в пределах 16,5°–26,4°С/100 м.

2. Источник «Горельник» расположен в 22 км южнее г. Алматы в долине р. Малая Алмагинка и представляет собой восходящий родник с расходом 0,2 дм³/с и температурой воды до 22°С. Вблизи пройдена скважина, вскрывшая в гранитах на глубине 320 м термальные воды (27°С). Уровень их установился на 13,3 м выше земной поверхности, а производительность на самоизливе 9,2 дм³/с. Минерализация воды до 0,2 г/л, химический состав гидрокарбонатно-сульфатный натриевый. Содержание кремнекислоты 52,5 и фтора 7 мг/л. Измеренный по скважине геотермический градиент составляет 21°С/100 м.

3. Талгарские источники обнаружены в долине р. Талгар, в 16 км южнее г. Талгар. Выходы воды

приурочены к зоне тектонического дробления эффузивных пород. Дебиты родников 0,1–1,3 дм³/с. Воды сульфатно-гидрокарбонатного натриево-кальциевого состава с минерализацией до 0,25 г/л и температурой 18°–26°С. Содержание радона определено в пределах 7,4–12,4 нКи/л.

4. Тургенский источник расположен в долине одноименной реки, в 18 км южнее села Тургенъ. Выход сульфатной натриево-кальциевой воды с минерализацией 1,4 г/л и температурой 26,5°С приурочен к тектоническому нарушению в изверженных породах. Расход родника 1,3 дм³/с. В воде обнаружены: кремнезем (43 мг/л), фтор (5 мг/л) и радон (2,4 нКи/л). В районе источника пробурена скважина с дебитом на самоизливе 0,4–0,6 дм³/с и температурой 29°С.

5. Курамские источники находятся у подножия гор Бокайдынтау, в 95 км восточнее г. Алматы. Выходы родников с дебитами 0,7–6 дм³/с приурочены к региональному разлому в эффузивных образованиях. Температура воды в них 16°–21,5°С, а минерализация до 2,4 г/л. Скважинами вскрыты подземные воды с содержанием солей 3,5 г/л и температурой до 26°С. Химический состав их хлоридно-сульфатный натриево-кальциевый.

6. Источники Жаманты расположены в 135 км западнее г. Алматы, в долине одноименной речки. Выходы термальных вод приурочены к широтному тектоническому разрывному нарушению, суммарный их дебит составляет 2,7 дм³/с. Минерализация воды до 0,4 г/л, химический состав сульфатный натриево-кальциевый, температура – 25,5°С. Содержание кремнезема 26 мг/л и фтора 2,5 мг/л.

Термоминеральные воды артезианских бассейнов. Межгорные пространства территории занимают открытые или полузакрытые котловины, происхождение которых связано с тектоническим опусканием палеозойского складчатого фундамента. К межгорным впадинам, выполненным мощной толщей мезозой-кайнозойских осадочных отложений, приурочены артезианские бассейны. В их разрезе присутствуют водоносные комплексы, содержащие напорные термальные воды. В целом тепловой режим межгорных впадин характеризуется средними значениями геотермических градиентов от 2°–2,5°С/100 м (в предгорьях) до 3,2°–4,5°С/100 м (в центральных частях), относительно слабой теплопроводностью горных пород (1,7–2,4 Вт/м·град) и довольно высокой плотностью тепловых потоков (52–64 мВт/м²). Последнее благоприятствует накоплению тепла на доступных современным техническим средствам глубинах.

IV. Прибалхашский артезианский бассейн. Прибалхашская впадина отделяет палеозойскую платформу Центрального Казахстана от хребтов Жетысуского Алатау. Южная граница ее проходит по линии сочленения равнин с отрогами Жетысуского Алатау, юго-западная – с Шу-Илийскими горами, северо-восточная – с массивом Арғанаты, восточная – по линии Главного

Жетысуского разлома, а северная и западная может быть проведена по северному берегу оз. Балхаш.

Южно-Прибалхашская впадина представляет собой синеклизу, выполненную породами раннеальпийского структурного этажа и развивающуюся с юрского периода. Южно-Прибалхашский бассейн имеет ряд признаков платформенного бассейна. Восточно-Прибалхашская впадина, включающая кайнозойский Преджетысуский прогиб и Лепсинскую впадину, развивается с палеоцена. Особенность Восточно-Прибалхашского артезианского бассейна – наличие зональности, характерной для предгорных равнин аридной зоны. Осадки представлены песками, гравийно-галечниками, реже валунно-галечниками, песками и глинами. В целом же для свиты характерно частое переслаивание водосодержащих песчано-гравийников с пластами и линзами глин. Суммарная эффективная мощность их по скважинам колеблется от 5 до 175 м.

Воды напорные. Они вскрываются на глубинах 50–420 м, уровень устанавливается на 2–59 м ниже поверхности земли. Дебиты скважин достигают здесь 20–44 дм³/с при понижении уровня на 14 и 12,9 м.

Минерализация подземных вод неоднородна на площади. На фоне общего роста минерализации (от 0,3 до 35 г/л), а также увеличения степени сульфатности и хлоридности в северо-западном направлении, то есть от области основного питания, отмечается наличие двух внедряющихся «языков» пресных вод существенно

гидрокарбонатного состава. Один из них проникает на 150 км от гор по правобережью р. Или широкой 50-километровой полосой; другой протягивается вдоль современной долины р. Каратал, не доходя 30–35 км до ее устья.

Замеренная на устье при откачках температура подземных вод неогенового водоносного комплекса на большей части территории Балхашского артезианского бассейна колеблется от 11° до 15°С, в центральной части до 16,5°С и лишь на южной его окраине она достигает 20°–22°С. Геотермический градиент на большей части территории бассейна менее 1; по всей периферии, кроме восточной, градиент возрастает – на юге до 4, на севере до 3, на западе до 2°С/100 м.

Расчетная изотерма 20°С в подошве водоносного комплекса соответствует таковой для кровли палеозойского субстрата.

Естественные запасы неогенового термоводоносного комплекса для температурной зоны 30°–40°С оцениваются в 71,8 млрд. м³ по воде и в 2154 млн. Гкал по теплу (табл. 1).

V. Алакольский артезианский бассейн приурочен к одноименной межгорной впадине, ограниченной с запада региональным Алакольско-Жетысуским разломом, а с севера и юга – соответственно горными сооружениями Тарбагатай и Жетысуского Алатау. Наиболее опущен юго-западный борт, глубина до фундамента здесь достигает 2000 м. На северо-восток ложе впадины

1. Естественные запасы воды и тепла Балхаш-Алакольских артезианских бассейнов

Водоносный комплекс	Интервал температур, °С	Площадь распространения 10 ⁶ , м ²	Эффективная мощность, м	Водоотдача пород	Средняя температура, °С	Естественные запасы		
						воды 10 ⁹ , м ³	тепла	
							10 ¹² , ккал	10 ⁶ , Т.У.Т.
Прибалхашский артезианский бассейн								
Неогеновый	20–40	8975	80	0,1	30	71,8	2154	308
Алакольский артезианский бассейн								
Неогеновый	20–40	1956	45	0,1	30	8,8	264	37,7
Лепсинский артезианский бассейн								
Палеогеновый	20–40	2286	50	0,1	30	11,4	342	49
Жаркентский артезианский бассейн								
Меловой	20–40	3100	30	0,2	30	18,6	558	79,7
	40–75	1550	45	0,1	57	6,975	397,475	56,8
	75–100	1120	70	0,2	87	15,68	1364,16	194,88
	>100	1880	85	0,2	110	31,96	3515,6	502,88
						73,215		833,71
Алматинский артезианский бассейн								
Меловой	20–40	2270	25	0,12	30	6,81	204,3	29,18
	40–75	1920	30	0,12	57	6,912	393,98	56,28
	75–100	1950	45	0,12	87	5,670	493,29	70,47
	>100	190	55	0,12	105	1,254	131,97	18,81
						20,646		174,74

Примечание. Т.У.Т. – тонна условного топлива, единица измерения энергии, равная 2,93×10¹⁰ Дж.

постепенно поднимается. Повсеместным развитием пользуется неогеновый термоводоносный комплекс общей мощностью до 200–250 м. Водовмещающие отложения представлены песками, гравелитами и валуно-галечниками, залегающими в виде прослоев и линз мощностью до 54–62 м среди глинистой толщи. Воды повсеместно напорные, пьезоуровни устанавливаются обычно выше поверхности земли. Дебиты скважин на самоизливе не превышают 10 дм³/с, хотя в отдельных случаях составляют 20–50 дм³/с. Подземные воды слабо минерализованы (до 3 г/л), от гидрокарбонатно-кальциевого до сульфатно-хлоридного натриевого состава. Температура их >20°C, с глубины 600 м может достигать по подошве в наиболее погруженных частях впадины до 45°C.

Средний геотермический градиент для Алакольского бассейна не превышает 3°C/100 м, тем самым температура на фундаменте, по-видимому, составит 65°–70°C. Естественные запасы неогенового термоводоносного комплекса для температурной зоны 30°–40°C оцениваются в 8,8 млрд. м³ по воде и в 264 млн. Гкал по теплу.

VI. Лепсинский артезианский бассейн второго порядка отдален от Балхашского Ушккольским поднятием и от расположенного восточнее Алакольско-Жетысуским разломом. На юге он ограничен северными склонами Жетысуского Алатау, на севере – Арганатинским поднятием.

Палеозойский фундамент на территории бассейна представлен эффузивно-осадочными породами девона и карбона, консолидированными в герцинскую эпоху складчатости. В альпийскую фазу тектогенеза территория бассейна испытывает опускание отдельных блоков по унаследованным разломам на различные глубины. Наиболее погруженным оказался южный блок (до 1800 м), примыкающий к Северо-Жетысускому разлому, и отделенный на севере от остальных слабо опущенных блоков субширотным безымянным разломом. К этому блоку, имеющему длину до 150 и ширину до 40 км, по-видимому, приурочены термальные воды.

Подземные воды в плиоценовых отложениях вскрываются на глубинах около 200 м. Уровни их устанавливаются на 2–3 м ниже или на 5–11,5 м выше устья скважин и характеризуются дебитами 40–79 дм³/с при понижении на 18,4 и 16,6 м. Вода обычно сульфатно-гидрокарбонатная кальциево-натриевая с минерализацией 0,3–0,6 г/л первого, реже второго типа и всюду имеет температуру не выше 12°C. В Саркандском прогибе на глубине 370 м в горизонте гравелитов вскрыта вода с температурой 21°C и минерализацией 0,4 г/л. Пьезометрический уровень установился на 7 м выше устья скважины, дебит при самоизливе составил 3,5 дм³/с.

VII. Илийский артезианский бассейн приурочен к одноименной широтной впадине, расположенной между хребтами Тянь-Шаня и Жетысуского Алатау. Выделяются два бассейна второго порядка: Алматинский и Жаркентский.

Алматинский артезианский бассейн находится в западной части впадины. На его площади вскрыты два термоводоносных комплекса – неогеновый и палеогеновый. Глубина их залегания увеличивается от предгорий (20–150 м) к осевой части до 650 м и 1500–2600 м соответственно. Водосодержащими являются пески, песчаники, гравийно-галечники и конгломераты, залегающие среди глин и алевролитов. Мощность отдельных водоносных прослоев обычно 3–15 м. Воды напорные, обычно самоизливающиеся из скважин с производительностью от 0,1–25 дм³/с. Минерализация воды изменяется от 0,8–14 г/л и более, а химический состав – от гидрокарбонатно-хлоридного и сульфатно-хлоридного натриевого до хлоридного натриевого. Температура воды на глубинах 700–800 м до 40°C, а на 2600–3000 м достигает 75–84°C.

Меловой термоводоносный комплекс на территории бассейна опробован в районе Катутау-Богутинского сужения. Скважина, пробуренная в 33 км западнее села Шарын, на глубине 642 м вскрыла в меловых песках сульфатно-хлоридные натриевые воды с минерализацией 2,7 г/л и температурой на устье 46,2°C. Пьезометрический уровень составил +132 м, а дебит на самоизливе – 65 дм³/с.

В целом естественные запасы неогенового и палеогенового комплексов Алматинского бассейна оцениваются в 106,5 млрд. м³ по воде и 2112 млн. Гкал по теплу.

Жаркентский артезианский бассейн приурочен к одноименной депрессии в восточной части Илийской впадины. Термальные подземные воды здесь связаны с образованиями от неогенового до триасового возраста.

Для неогенового и палеогенового термоводоносных комплексов характерно уменьшение водообильности отложений и увеличение минерализации воды по мере удаления от предгорий к центральной части бассейна. Водовмещающие образования представлены песками, песчаниками, гравийно-галечниками. В предгорьях они вскрываются на глубинах от 115 до 1000 м (табл.2).

Воды напорные, величины пьезоуровней составляют +40...+95 м. Дебиты скважин на самоизливе варьируют обычно в пределах 1–10 дм³/с и только в урочище Карадала (предгорья хр. Кетмень) достигают 20–100 дм³/с для неогенового комплекса. Минерализация воды 0,2–1,5 г/л при изменении химического состава от смешанного кальциево-натриевого до хлоридно-сульфатного натриевого. Температура воды колеблется от 20°–30° (на глубинах 200–600 м) до 60°–70°C (1000–2000 м.)

В осевой части бассейна описываемые комплексы вскрыты на глубинах от 1000 до 2500 м. Расходы скважин на самоизливе варьируют в пределах 0,25–6,2 дм³/с при избыточном напоре до +130 м. Минерализация воды возрастает с глубиной от 0,6 до 18,8 г/л, а макрокомпонентный состав меняется от смешанного натриевого до хлоридного натриевого. Температура воды от 40° до 70°C на глубинах соответственно 1000 и 2015–2500 м. По расчетам температура по

2. Основные типы минеральных вод Балхаш-Алакольского региона

Номер по кадастру	Проявление	Местоположение проявления	Водовмещающие породы и их возраст	Дебит (дм ³ /с)/ Понижение (м)	Формула ионного состава, минерализация (г/л)	pH	T, °C	Специфические компоненты (мг/л); радон (нКи/л)
Воды без «специфических» компонентов и свойств								
741	Курамское	В 100 км восточнее г. Алматы	Туфо-песчаники, туфы, P	5,9/32,7	$\frac{Cl67 SO_4 32}{M_{3,5} Na68 Ca30}$	7,1	26	F-3,5; Li-2,6
730	Покровское	В 6 км севернее г. Алматы	Глины, аргиллиты, песчаники, N	25	$\frac{Cl67 HCO_3 28}{M_{1,5-1,7} Na 97}$	8,4	42	H ₂ SO ₄ -40; F-17,5; Br-2,1
64	Булутинское	В 30 км юго-западнее пос. Чунджа, скважины 3362, 3365	Пески, P, N ₁	23,4/47,5	$\frac{SO_4 6 HCO_3 20}{M_{2,9} Na98 Ca2}$	7,8	42	H ₂ SO ₃ -39-42; F-19
727	Албан-Арасан	В 55 км восточнее пос. Чунджа	Пески, песчаники, K ₂	4,4/55,2	$\frac{SO_4 61 Cl27}{M_{1,9} Na98 Ca1}$	8,2	43	H ₂ SO ₃ -39-48; F-3
746	Тау-Тургенское	В 18 км юго-восточнее пос. Турген	Пески, песчаники, K ₂	28,5	$\frac{SO_4 78 Cl17 HCO_3 5}{M_{0,44} Na82 Ca17 Mg1}$	8,1	46	-
746	Тау-Тургенское	В 18 км юго-восточнее пос. Турген	Вулканогенные породы, визе-намюр	0,6-0,8/1,5-48,4	$\frac{SO_4 36 Cl34 HCO_3 30}{M_{1,3} (Na + K)89 Ca11}$	7,6	35	-
Воды йодобромные								
730	Пригородный	На северо-западной окраине г. Алматы	Конгломераты, песчаники, гравелиты, P, N	5/33,6	$\frac{Cl94 SO_4 5}{M_{4,6} Na54 Ca45 Mg1}$	7,3	56	Br-33; I-6,8; H ₂ SO ₄₋₃₆ ; F-5
730	Турген	На юго-западной окраине пос. Турген	Глины, аргиллиты, песчаники, миоцен	20	$\frac{Cl92 SO_4 6}{M_{115-120} Na96 Ca2}$	7,1	50	Br-210; I-14; B-340; Sr-7-25
Воды радоновые								
60	Талгар	В 16 км южнее г. Талгара, родники	Граниты, ф PZ,	0,1-1	$\frac{SO_4 46 HCO_3 42}{M_{0,1-0,3} Na49 Ca42}$	8,4	18	Rn-7,4-12,4
570	Хоргос	В 65 км северо-восточнее горы Панфилова, родник 304	Граниты, ф	0,1-1,5	$\frac{SO_4 53 HCO_3 29}{M_{0,3} Na91 Ca9}$	9	37-52	H ₂ SiO ₃ -50-76; Rn-8-29
696	Меркенское	В 14 км на юго-юго-восток от села Мерке	Граниты, PZ	1,5-3,3	$\frac{SO_4 53 HCO_3 29}{M_{0,3} Na91 Ca9}$	7,4	23	Rn-15-140
Воды кремнистые								
61	Горельникское	В 22 км южнее г. Алматы	Граниты, ф PZ	0,04	$\frac{SO_4 HCO_3}{M_{0,3} Na}$	7,7	27	H ₂ SO ₃ -52,7; F-7
62	Тересбутакское	В долине р. Тересбутак в 1,5 км от её устья, скв. 500	Граниты, ф PZ		$\frac{SO_4 HCO_3}{M_{0,3} Na}$	8,0	20	H ₂ SO ₃ -30-50; Rn-6,5
572	Капальские	В 7 км южнее села Капал, родник 287	Граниты, PZ	0,2-0,5	$\frac{HCO_3 45 SO_4 40}{M_{0,3} Na80 Ca18}$	8,1	25	H ₂ SO ₃ -до 89
573	Кокуское	В 33 км юго-восточнее г. Текели, в долине р. Коксу, родники	Граниты, ф	0,4-1,0	$\frac{HCO_3 52 SO_4 37}{M_{0,3} Na97 Ca3}$	8	27	H ₂ SO ₃ -57; F-14; H ₂ S ^{-2,4} ; Rn-1,8
575	Малоусекское	В 35 км северо-западнее горы Панфилова, в долине р. Усек, родник 305	Граниты, ф	1,0	$\frac{SO_4 50 HCO_3 43}{M_{0,2} Na75 Ca15}$	8,2	25	H ₂ SO ₃ -72; Cu-30; Zn-5; Mo-3

подошве комплексов колеблется от 40°–50° до 100°–120°C при вскрытии на глубине соответственно 1000–1500 и 3000–3600 м.

Меловой термоводоносный комплекс широко распространен и отсутствует только на крайнем юго-западе бассейна. Общая мощность меловых отложений увеличивается от предгорий к осевой части от 15–50 до 300–400 м, а глубина залегания кровли комплекса соответственно от 20–150 до 3300 м и более. Водовмещающие образования представлены прослоями песков, песчаников, алевролитов, реже конгломератов. Водоносный комплекс детально изучен на предгорной равнине хр. Кетмень (урочище Карадала). Подземные воды залегают здесь на глубинах 300–600 м. Мощность отдельных водосодержащих прослоев составляет 1–45 м. Воды напорные, уровни устанавливаются на 20–70 м выше поверхности земли. Производительность самоизливающихся скважин варьирует в пределах 10–140 дм³/с. Воды обычно пресные (до 1 г/л), их макрокомпонентный состав меняется от гидрокарбонатного кальциевого до смешанного натриевого и натриево-кальциевого. Пластовая температура воды колеблется от 20° до 60°C.

В центральной части депрессии меловой комплекс опробован рядом глубоких скважин в интервалах глубин от 1400 до 2300 м. Воды высоконапорные, избыточный напор +170...+240 м. Расходы скважин 22–60 дм³/с. Воды с минерализацией 0,4–0,9 г/л гидрокарбонатно-сульфатного или хлоридно-гидрокарбонатного натриевого состава со слабощелочной реакцией. Температура воды на устье 47°–96°C. Геотермические градиенты комплекса колеблются от 1,7° до 5,6°C/100 м. В наиболее погруженных частях впадины температура вод мелового комплекса ожидается в пределах 100°–125°C.

Триас-юрский термоводоносный комплекс опробован в южной половине бассейна. Водосодержащие породы представлены прослоями песчаников и конгломератов мощностью 15–35 м, залегающих среди толщи аргиллитов и алевролитов. Глубина их залегания варьирует от 250–400 м по периферии до 4000–4500 м в центральной части. Водообильность комплекса сильно изменчива как в вертикальном разрезе, так и по площади. Дебиты скважин на самоизливе изменяются от 1,4 до 35–55,6 дм³/с, минерализация воды – от 0,9–3 до 15 г/л, а химический состав – от гидрокарбонатного кальциевого и хлоридно-гидрокарбонатного кальциево-натриевого до хлоридного натриевого. Температура воды при изливе составляет 38°–78°C. Согласно расчетам, температура по подошве комплекса в зависимости от глубины залегания (от 370–800 м в предгорьях до 4200–4600 м в осевой части) и среднего геотермического градиента варьирует от 20 до 165°C.

В заключение следует отметить, что на территории Балхаш-Алакольского региона выделяются две области развития подземных термоминеральных вод: артезианских бассейнов и гидрогеологических массивов.

В районе развития гидрогеологических массивов термоминеральные воды приурочены к зонам разломов. Выходящие из гидрогеологических массивов родники в основном изливают воду с минерализацией до 1 г/л, реже более, температурой от 20° до 40°C. Самая высокая, равная 52°C, отмечена в Хоргосских источниках. В целом районы гидрогеологических массивов Балхаш-Алакольского региона относятся к бесперспективным на получение достаточного количества воды, пригодной для теплоэнергетических целей. Они могут быть применены, да и то после подогрева, для горячего водоснабжения производственных, бытовых и жилых корпусов лишь на действующих курортах, санаториях и профилакториях. Это позволит экономить какую-то часть органических видов топлива. Термоминеральные воды гидрогеологических массивов Балхаш-Алакольского региона по своим физико-химическим показателям представляют ценность в качестве минеральных вод и используются в лечебных целях. На их базе построены два курорта и пять бальнеолечебниц. Отдельные родники используются местным населением для неорганизованного лечения.

В районе артезианских бассейнов подземные термоминеральные воды носят пластовый характер залегания и доступный для получения современными техническими средствами. Всего на территории межгорных артезианских бассейнов Балхаш-Алакольского региона в перспективных напорных термоводоносных комплексах содержится около 190 млрд. м³ воды с температурой более 20°C, а запасы тепла в них составляют примерно 8,4 млрд. Гкал, что эквивалентно более чем 1,2 млрд. т условного топлива. Из них около 70% приурочено к Жаркентскому бассейну, >25% – к Алматинскому и примерно 5% – к Алакольскому. Самоизлив подземных вод по скважинам позволяет применить фонтанный способ эксплуатации.

Наиболее перспективный для использования гидротермальной энергии – Илийский бассейн. В районе г. Жаркент возможно вскрытие термальных вод с температурой до 100°C и выше, которые могут служить источником выработки электроэнергии и использоваться для теплоснабжения населенных пунктов. На остальной территории впадины воды с температурой более 70°C пригодны для отопления тепличных хозяйств. В сельской местности возможна подача термальной воды на животноводческие фермы, машинно-тракторные дворы, в подсобные помещения, овоще- и зернохранилища и др. Воду с температурой 45°–70°C можно применять для горячего водоснабжения и различных технологических операций (таких, как термообработка бетона, мойка шерсти, обработка кожи и древесины, изготовление комбикормов и сушка фруктов). После охлаждения до 25°–28°C вода пригодна для подачи в рыбопродукционные пруды. Кроме того, учитывая, что термальные воды представляют бальнеологическую ценность, в них заинтересованы лечебные учреждения.

На территории Алакольского бассейна артезианские воды с температурой обычно до 40°C представляют интерес для тепло-водоснабжения животноводческих ферм, раннего полива сельскохозяйственных культур, влагозарядных поливов в зимний период, разведения рыбы, бальнеолечения и др.

В настоящее время разработаны эффективные технологические схемы применения термальных подземных вод в производственной деятельности. Опыт их эксплуатации показывает, что использование возобновляемой гидротермальной энергии земных недр, кроме экономической выгоды, позволяет уменьшить расходование традиционных топливных ресурсов и сохранить экологически чистой окружающую среду. Все это предполагает расширение масштабов глубокого бурения на перспективные термоводоносные комплексы межгорных артезианских бассейнов.

Разнообразие термоминеральных вод Балхаш-Алакольского региона, простота и эффективность их применения позволяют намного расширить сеть оздоровительных санаторно-курортных учреждений. Это

потребуется увеличения гидрогеологических исследований в целях оценки эксплуатационных возможностей имеющихся месторождений. В то же время необходимо проведение дальнейших поисково-разведочных работ, особенно на площадях межгорных артезианских бассейнов, для выявления новых месторождений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Лечебные минеральные воды Казахстана* / Ж.С.Сыдыков, М.С.Кан и др. –Алма-Ата, 1972.
2. *Месторождения подземных вод Казахстана* / Минеральные лечебные и термальные подземные воды. Т. 3. Справочник. – Алматы, 1999.
3. *Подземные воды хребта Тарбагатай и его равнинных предгорий* / С.М.Мухамеджанов, Т.Т.Исабаев, Ф.К.Кабиев, Ж.В.Муртазин. – Алма-Ата: Наука, 1965.
4. *Подземные термальные воды Казахстана* / С.М.Мухамеджанов, Ж.С.Сыдыков, Н.М.Бондаренко и др. – Алма-Ата, 1990.

ПРАВИЛА ОФОРМЛЕНИЯ РИСУНКОВ

Рисунки и другие графические материалы представляются в цветном или черно-белом варианте в электронном виде. Размер оригиналов рисунков не должен превышать формата страницы журнала (170x237 мм). Каждый рисунок помещается в отдельный файл в одном из следующих форматов: графический редактор Corel Draw, JPEG и TIFF (только для фото), диаграмма Microsoft Excel. Графика должна быть прямо связана с текстом и способствовать его сокращению. Оформление и содержание иллюстративного материала должны обеспечивать его читаемость после возможного уменьшения. **Ксерокопии и сканированные ксерокопии не принимаются.** Подрисуночные подписи печатаются на отдельной странице. Рисунки, не удовлетворяющие требованиям редакции, возвращаются автору.

Местонахождение Удунга (Западное Забайкалье, Россия): геология и фауна млекопитающих раннего плиоцена

Н.П.КАЛМЫКОВ (Институт аридных зон ЮНЦ РАН; 344006, г. Ростов-на-Дону, проспект Чехова, д. 41).

Рассматриваются геология и фауна млекопитающих из местонахождения Удунга (Западное Забайкалье). Особое внимание уделяется условиям и времени накопления аллювия и отложений на юго-западном склоне Хамбинского хребта. Анализ стратиграфического распространения млекопитающих показывает, что красноцветные отложения, содержащие их остатки, накапливались во второй половине раннего плиоцена.

Ключевые слова: ранний плиоцен, стратиграфия, млекопитающие, Удунга, Западное Забайкалье.

Калмыков Николай Петрович



kalm@ssc-ras.ru

The location of Udunga (Western Transbaikal region, Russia): Geology and mammalian fauna of the Early Pliocene

N.P.KALMYKOV

Geology and mammalian fauna from the location of Udunga (Western Transbaikal region) is discussed. Special attention is paid to the conditions and time of alluvium and sediments accumulation in the southwestern slope of the Khambinskyi Ridge. Analysis of the stratigraphic distribution of mammals shows that red beds containing their remains, were accumulated during the late Early Pliocene.

Key words: Early Pliocene, stratigraphy, mammals, Udunga, Western Transbaikal region.

Западное Забайкалье, где имеется ряд местонахождений ископаемой фауны, расположено в Северо-Восточной провинции поднятых платформенных равнин и сложно построенных глыбовых гор, занимающих центральную часть пространства между Сибирской и Китайской платформами. Оно относится к возрожденным неотектоническим поясам Азии, составляющим северную часть полосы Индоевразийской коллизии литосферных плит [20]. Морфоскульптурные отличия гор определяются главным образом приуроченностью их к определенным вертикальным зонам, обусловившим типы и мощность элювиальных образований, характер экзогенных процессов, участвующих в формировании делювиальных шлейфов. В миоцене горы Западного Забайкалья были представлены низкогорными структурами [1], в конце миоцена–начале плиоцена тектоническая обстановка способствовала дальнейшему раскрытию Байкальской рифтовой зоны, рельеф становился более контрастным. В конце плиоцена орогенез в Западном Забайкалье и Северной Монголии достигает пика [19], процессы физического выветривания и селективной седиментации стали преобладать над климатическими факторами. Они наложили отпечаток на механический состав отложений и обусловили дальнейшее накопление в результате размыва красноцветной коры выветривания более грубых

и менее сортированных осадков красноцветной монтмориллонит-карбонатной формации, чем в миоцене. С красноцветными отложениями, выделенными в чикойскую свиту и обнажающимися по долинам рек Селенга, Орхон, Чикой, Темник, сопряжены находки остатков плиоценовых млекопитающих в Западном Забайкалье и Северной Монголии.

Именно в Западном Забайкалье расположены известные в горном обрамлении оз. Байкал местонахождения позднегиппарионовой фауны – Удунга, Береговая, Тологой (нижняя толща). Наиболее крупным и менее изученным в геологическом отношении является ориктоценоз из Удунги (рис. 1).

Юго-западный склон Хамбинского хребта, местонахождение Удунга. Район исследований находится в приустьевой части р. Удунга, по долине которой расположен Боргой-Большереченский разлом [4], отделяющий Хамардабанское поднятие от Хамбинского блока. В этом районе р. Темник антецедентно прорезает Хамбинский хребет, на юго-западном склоне которого прослеживается наклонная «террасовидная» поверхность в виде ступеней 20–40-метровых врезов [5]. Поперечный профиль долины р. Темник здесь асимметричен: правый борт обрывистый, левый – относительно пологий, представленный комплексом низких плейстоценовых террас и предгорным шлейфом, сложенным разными



Рис. 1. Район исследований и местонахождение млекопитающих в Западном Забайкалье:

1 – район исследований (юго-восточный склон Хамбинского хребта); 2 – местонахождение Удунга (нижний плиоцен)

по генезису и возрасту отложениями. Многочисленные овраги прорезают его на разную глубину, один из них – на всю мощность. Это позволило выявить последовательность накопления отложений на юго-западном склоне Хамбинского хребта, отличных друг от друга по возрасту и фациальной обстановке седиментации. По литологическим особенностям отложения в местонахождении Удунга расчленены на три толщи [9]: первая, наиболее ранняя по времени накопления, представляет собой аллювиальные отложения цокольной террасы р. Палео-Темник. Вторая толща представлена темно-бурой глиной и отдельными включениями красновато-бурой глины в нижней части и красновато-бурой глиной с сильно карбонатизированными прослоями в верхней части. Глины содержат редкие обломки горных пород и рассеянную дресву, костные остатки встречаются по всей толще, в нижней части млекопитающих и рыб, в верхней части – только млекопитающих. Они, как уже упоминалось, являются продуктами переотложенной коры выветривания, сформировавшими красноцветную монтмориллонит-карбонатную формацию, широко распространенную в Западном Забайкалье и Северной Монголии. Ее зарождение, по-видимому, произошло в

середине миоцена, но широкое развитие она получила в конце миоцена и плиоцене [18]. Отложения формации, как правило, включают остатки ископаемых млекопитающих. Третья толща лежит с эрозионным размывом на второй, в литологическом плане – это образования пролювиально-делювиального типа, представленные слоями щебня и дресвы, крупнозернистого песка и суглинка относительно небольшой мощности, накопление которых происходило в течение плейстоцена.

Аллювий Палео-Темника образован галечниками (диаметр частиц $x=35,81$ мм) и галечно-песчано-гравийной смесью (диаметр частиц $x=5,16$ мм). Он залегает на нижнепалеозойских гранитах джидинского комплекса юго-западного склона Хамбинского хребта. Древнее русло реки протекало восточнее останца Дархитуй. Галечник представлен среднезернистыми розовыми гранитами, сиенит-порфирами, диоритами, андезитобазальтами, андезитами, фельзитами. Петрографический состав валунов и гальки аналогичен составу горных пород, слагающих хребты Хамбинский, Хамар-Дабан и Малый Хамар-Дабан в районе устья р. Удунга [5]. Однородный петрографический состав, крупные размеры и низкая степень окатанности галек (II класс),

хаотично ориентированных, указывают на то, что они накапливались в результате переноса рекой обломков горных пород из ограниченной области питания.

Крупные и средние разности галечного компонента составляют 20–65%, на гравийные частицы, среди которых преобладает крупный гравий, приходится 17–26%. Мелкообломочная часть гранулометрического спектра представлена песками (17–48%) с примерно равным содержанием основных фракций и довольно малым количеством алевритово-глинистого материала (1–2%). Крупные обломки по своей внешней форме распределяются на сплюсненно-сфероидные (50%), сферические (20%), плоско-вытянутые сфероидальные (15%) и продолговато-сфероидальные (15%). Коэффициент изометричности составляет 0,83–1,79 ($n=1,04$), уплощенности – 1,46–3,43 ($n=2,50$), дисимметрии – 0,51–0,80 ($n=0,64$), окатанности – 2,2–2,6. Среди сглаженного материала преобладает галька II и III класса (40 и 30% соответственно), меньшее количество принадлежит IV классу (25%), довольно редки обломки I класса окатанности (5%).

Коэффициент сортировки осадков Траска (S_0) и стандартное отклонение (σ) находятся соответственно в пределах 3,16–3,65 и 5,93–35,81. Они характеризуют осадки как несортированные и абсолютно несортированные, не подвергшиеся транспортировке и быстро осевшие. О сравнительно высоком уровне седиментации говорят и коэффициенты асимметрии по методу статистических моментов ($\alpha > 0$) и асимметрии Траска ($S_k < 1$) со сдвинутыми модами в сторону крупных частиц. Значения эксцесса как отрицательны ($\tau = -1,80$), так и положительны ($\tau = 1,10$). В первом случае они свидетельствуют о нестабильной динамике вещества во время осадконакопления и его слабой динамической обработке (поступление нового обломочного материала значительно превышало скорость его переработки) и относительно неспокойном тектоническом режиме. Во втором случае аккумуляция происходила в устойчивых тектонических условиях, поступающий материал подвергался длительной водной обработке. Коэффициент вариации (v) составляет 0,85–1,15 и указывает на аквальный характер среды осадконакопления, то есть на однонаправленные стабильные и квазистабильные потоки с повышенной турбулентностью и сезонными колебаниями водности.

Палеопотамологический анализ, выполненный в Геологическом институте СО РАН В.Л.Коломийцем и, которому придается особое значение [16], указывает на то, что накопление аллювия происходило в условиях повышенного турбулентного гидрологического режима водотока. Для палеореки был характерен горный грядовый тип естественных постоянных галечно-валунных русел со слабо развитыми аллювиальными формами подвижного рельефа (число Фруда (Fr) равно 0,4–0,5). Руслу имели неправильную поверхность водного зеркала и неспокойное течение с водосбора

площадью $> 100 \text{ км}^2$ в обычных условиях состояния ложа, свободного течения воды (коэффициент шероховатости $n=18–25$). Минимальная срывающая скорость водотока ($v_{\text{ср}}$), перемещавшая аллювиальные отложения, составляла 0,9–2,3 м/с. Понижение придонной скорости ($v_{\text{отп}}$) до 0,6–1,5 м/с приводило к новому их осаждению. Поверхностная скорость течения (v) не превышала 4,0 м/с, уклон водного зеркала составлял 8,1–10,1 м/км. В меженный период максимальная глубина (H) достигала 0,6–3,2 м. Такие водотоки по своим гидродинамическим характеристикам могли транспортировать осадки с диаметром частиц до 85–90 мм, что не противоречит полевым наблюдениям.

Накопление аллювия Палео-Темника, по-видимому, происходило в конце миоцена или первой половине раннего плиоцена, когда тектоническая обстановка способствовала дальнейшему раскрытию Байкальской рифтовой зоны. Верхний предел его аккумуляции ограничивается началом образования красноцветной толщи, лежащей на аллювии цокольной террасы и накапливавшейся заведомо позже понта (поздний миоцен) и древнее виллафранка (поздний плиоцен) [9]. Это время соответствует ольхонской (харамуринской) тектонической фазе (3,5 (4,0–3,0) млн. лет) [17], движения которой обусловили нынешний облик горного обрамления оз. Байкал и становление современной гидросети.

Русло Палео-Темника в период ольхонской (харамуринской) тектонической фазы, возможно, несколько раньше изменило свое направление. В настоящее время оно проходит западнее останца Дархитуй, отделяя его от восточного склона Малого Хамар-Дабана. У подножия юго-западного склона Хамбинского хребта сохранялась старица, которая в результате эрозионных процессов постепенно заполнялась красноцветными отложениями второй толщи. Об этом говорят находки в ее основания остатков рыб – *Esox lucius* (щука) и *Silurus sp.* (сом) [10]. Накопление этих отложений, перекрывающих аллювиальные отложения Палео-Темника, положило начало формированию предгорного шлейфа на юго-западном склоне Хамбинского хребта восточнее устья р. Удунга.

Красноцветные отложения в местонахождении Удунга карбонатизированы, степень их карбонатности зависит от механического состава и увеличивается в более тонких осадках. Минералогический анализ показал [5], что зерна минералов плохой сохранности, в основном со следами вторичных изменений – мягкие, выветрелые, землистые. Зерна эпидота, магнетита, $\text{Fe}(\text{OH})_3$ корродированы, непрозрачны, грязно-зеленые с белесоватыми примазками и глубоко-ямчатой матовой поверхностью. Они неравномерно окрашены гидроксидом трехвалентного железа, коэффициент устойчивости – 0,7. Чистый эпидот имеет глянцевую поверхность, почти не окатан, его зерна угловатые, желтовато-зеленой окраски. Глинистая составляющая содержит гидроксиды железа, которые придают

отложениям красно-бурый цвет. Из устойчивых минералов встречаются магнетит, лимонит, гранат, реже сфен, гематит, циркон, из неустойчивых – эпидот, апатит, амфибол, реже серицит, биотит, хлорит. Аутигенные минералы представлены гидроксидами железа, лимонитом, редко кальцитом ожелезненным, легкая фракция – полевыми шпатами, кварцем и карбонатами. Преобладание глинистых частиц (60–70%) и неокатанных зерен (0, иногда I класс окатанности) свидетельствует о том, что осадконакопление происходило на незначительном расстоянии от области сноса. Слабая карбонатность пород, наличие вторичных изменений на поверхности зерен, аутигенное минералообразование (гидроксиды железа, лимонитовые оолиты), высокое по сравнению с вышележащими отложениями содержание «сахаровидного» эпидота, присутствие рутила показывает, что их аккумуляция, по-видимому, происходила в теплом и достаточно влажном климате.

В этих отложениях обнаружены остатки млекопитающих из отрядов **Primates** (приматы): *Parapresbytis eohanuman*; **Lagomorpha** (зайцеобразные): *Hypolagus transbaikalicus*, *H. multiplicatus*, *Ochotonoides complicidens*, *Ochotona* sp., *O. aff. sibirica*.; **Rodentia** (грызуны): *Castor* cf. *anderssoni*, *Kowalskia* sp., *Gromovia daamsi*, *Cricetinus* cf. *varians*, *Orientalomys* cf. *sibiricus*, *Promiomys* cf. *gracilis*, *P.* cf. *stehlini*, *Prosiphneus praetingi*, *Villanyia* ex gr. *eleonora*, *Miomys* cf. *minor*; **Carnivora** (хищные): *Nyctereutes* sp., *Canis* sp., *Ursus* ex gr. *rusciniensis-minimus*, *Ailurus* sp., *Gulo* sp., *Parameles suillus*, *Ferinstrix* sp., *Pachyrocata pyrenaica*, *Lynx shansius*, *Homotherium* sp.; **Proboscidea** (хоботные): *Mammot* (= *Zygodolophon*) aff. *borzoni*, *Archidiskodon* sp.; **Hyracoidea** (даманы): *Postschizotherium* cf. *chardini*; **Perisodactyla** (непарнопалые): *Hipparion tchicoicum*, *H. houfenesse*, *Stephanorhinus* sp., *S. megarhinus*; **Artiodactyla** (парнопалые): *Orchonoceros gromovi*, *Axis shansius*, *Capreolus constantini*, *Alcinae* gen. indet., *Antilospira zdanskyi*, *Gazella sinensis*, *Ovis* sp. (рис. 2) [10–14, 22]. Горы были покрыты *Tsuga* sp., *Picea* sp., *Larix* sp., *Pinus sibirica*, *P. sylvestris*, *Betula* sp., *Alnus* sp., *Alnaster* sp., *Corylus* sp., *Ulmus* sp., *Tilia* sp., *Quercus* sp., *Acer* sp., *Carpinus* sp., *Juglans manshurica*, *Salix* sp., *Ribes* sp., *Humulus* sp., *Ericales* [15]. Травянистый покров состоял из злаковых, маревых, гречишных, сложноцветных, кипрейных, гвоздичных, мареновых, валериановых, папоротников, плаунов и мхов [4, 15].

После длительного перерыва в осадконакоплении красноцветные отложения второй толщи стали перекрываться осадками делювиально-пролювиального типа третьей толщи, накопление которой происходило в плейстоцене и голоцене. Спорово-пыльцевой спектр из дресвяно-щебнистых образований, залегающих в ее основании, представлен *Pinus* s/g *haplosylon*, *Pinus* s/g *diplosylon*, *Pinus strobiformis*, *P. sylvestris*, *Picea* sp., *Abies* sp., *Ulmus* sp., *Alnus* sp., *Betula* sp., *Alnaster* sp., *Veronica* sp., *Artemisia* sp., *Sphagnum* sp., *Ranunculaceae*,

Scophulariaceae, *Gramineae*, *Rosaceae*, *Polypodiaceae*. Судя по его составу, формирование этой толщи началось в начале среднего плейстоцена в условиях умеренного климата, близкого к современному [4].

Стратиграфическое распространение родов млекопитающих. Остатки млекопитающих принадлежат 39 видам из 34 родов, из них более половины (22) с открытой номенклатурой, что в лучшем случае сводится к указанию на род. В этой связи для обоснования возраста отложения использованы только родовые таксоны и виды, диагностированные с учетом общепринятых рекомендаций. Все определения и описания новых таксонов, игнорировавшие их, заставляют с осторожностью относиться ко всем выводам о времени накопления осадков, включающие их остатки, и реальности новых таксонов на родовом и видовом уровне (например, *Gromovia daamsi*, *Parailurus baikalicus*, *Ferinstrix rapax*), их недействительность подтверждена последующими исследованиями [13, 14].

Присутствие в фауне русцинийских *Promiomys*, неизвестных здесь ранее, *Villanyia* и *Miomys* стало основанием считать ее самой древней в стратиграфической последовательности фаун Западного Забайкалья [22]. Зайцы рода *Hypolagus* в Китае были характерны для русциния [27], в Словакии [26] – для раннего плиоцена (MN 15b), в Западной Европе они обитали и в более позднее время (до среднего виллафранка). Первый представитель рода *Ochotonoides* (*O. primitivus*) известен из позднего миоцена (туролия) Китая, где *Ochotonoides* cf. *complicidens* дожили до позднего плиоцена. В это время они обитали в Западном Забайкалье (Береговая, Тологой) и Северной Монголии (Шамар), последние его представители отмечены в раннем плейстоцене Юго-Восточного Прибайкалья. Невалидная *Ochotona sibirica*, кроме долин рек Чикой и Темник, больше нигде не встречается, использование этого таксона ведет к ошибочным выводам о возрасте отложений и стратиграфическом распространении рода *Ochotona*, которое находится в пределах туролия – современность. Род *Kowalskia* в Европе и Азии известен с раннего валлезия (MN 9) до раннего виллафранка (MN 16b), в Китае – с раннего туролия (MN 11) до виллафранка MN 16 [26]. Стратиграфическое распространение рода *Promiomys* в Евразии – поздний туролий (MN 13) и ранний русциний (MN 14), ранних форм рода *Miomys* – с русциния (MN 14–MN 15) до виллафранка (MN 16) [26].

Мартышкообразная обезьяна (*P. eohanuman*) из Удунги – первая находка окаменелостей обезьян в России вообще и вторая – в Евразии [9], где ее окаменелости были впервые обнаружены в Северной Монголии (Шамар). Род считается центрально-азиатским эндемиком, его стратиграфическое положение до сих пор было ограничено поздним плиоценом (ранним виллафранком).

Енотовидные собаки (*Nyctereutes*) в Европе известны с раннего русциния, в Китае – с начала русциния и до среднего виллафранка [27]. Плиоценовые формы

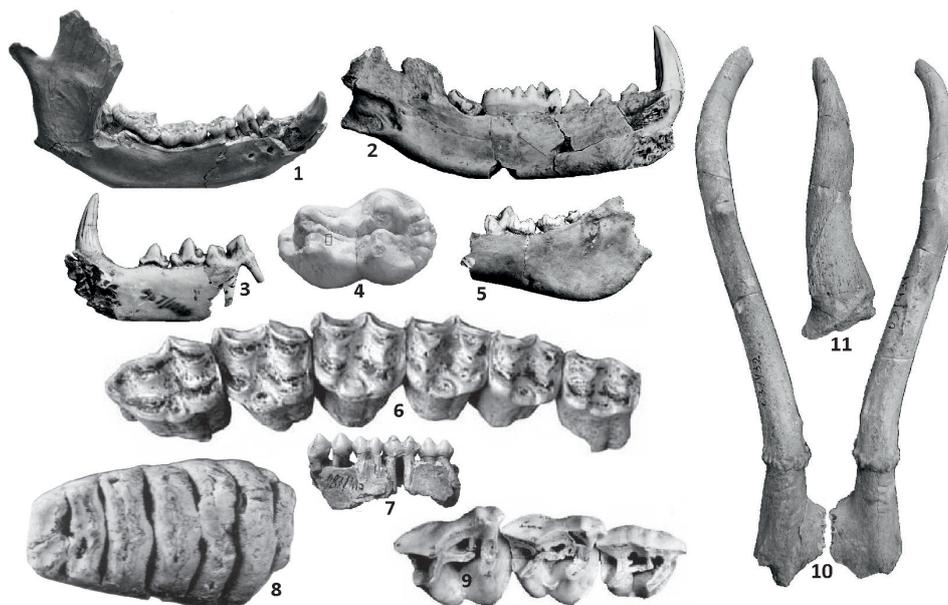


Рис. 2. Остатки нижнеплиоценовых млекопитающих из местонахождения Удунга (юго-западный склон Хамбинского хребта):

нижняя челюсть: 1 – красной, или малой панды (*Ailurus* sp.) и 2 – барсука (*Parameles suillus*); 3 – фрагмент нижней челюсти рыси (*Lynx shansius*); 4 – dp_3 гребнезубого мастодонта (*Mammot* aff. *borzoni*); 5 – фрагмент нижней челюсти енотовидной собаки (*Nyctereutes* sp.); 6 – верхний зубной ряд гиппариона (*Hipparion tchicoicum*); 7 – фрагмент верхней челюсти тонкотелой обезьяны (*Parapresbytis eohanuman*); 8 – dp_3 южного слона (*Archidiskodon* sp.); 9 – изолированные зубы верхней челюсти носорога (*Stephanorhinus megarhinus*); 10 – рога козули (*Capreolus constantini*); 11 – роговой стержень винторогой антилопы (*Antilospira zdanskyi*)

(*N. donnezani*, *N. tingi*, *N. megamastoides*, *N. sinensis*), по-видимому, являются синонимами одного политипического вида, распространенного в Северной Евразии в миоцене – плейстоцене [13]. Первые «*Canis*» (волки) отмечены в Евразии в конце туролия [2], в Китае – со второй половины русциния [27, 28]. Медведи (*Ursus*) в Европе найдены в Лайне (*U. ruscinensis*), Одесских катакомбах (*U. arvernensis*), Венже (*U. wenzensis*) и других, фауна которых отнесена к позднему русцинию [2, 24], в Китае – в Эртэмтэ (*Ursus* sp.) [25]. В настоящее время медведи этого рода обитают в Северной Евразии, где их древние формы известны с позднего миоцена. Барсук из рода *Arctomeles* (= *Parameles*) указывается в списках фауны Удунги как *P. suillus*, описанный впервые из Китая (Юше) как *P. suillus* (= *Meles suillus*), позже – как «*Meles*» *suillus* из Северной Монголии (Шамар). Подобные формы барсука под разными родовыми названиями известны из раннего плиоцена Европы (Одесские катакомбы, Венже) и Китая (Эртэмтэ) [2, 25, 27], их стратиграфический диапазон находится в пределах конца туролия (MN 13) – начала раннего виллафранка (MN 16a) [13].

Красная или малая панда (*Ailurus* sp.) – единственная находка азиатских енотов (Ailurinae) в России. Современный род малых панд (*Ailurus*) существует более 3,5 млн. лет, близкий род *Parailurus* описан в

Европе, представители его обитали с первой половины русциния (MN 14) до конца раннего виллафранка (MN 16) и, возможно, являются морфологическими типами первого во времени и пространстве. Об этом говорит выделение без должного обоснования нового вида *Parailurus baikalicus* из Удунги, который впоследствии оказался невалидным таксоном [13]. В этом же местонахождении были найдены самые древние остатки россомахи, определенные как *Gulo* sp., *G. ex gr. minor*, *G. minor*, позже ее остатки в нарушение всех номенклатурных правил стали обозначать в качестве голотипа *G. minor*, описанной с бечевника р. Адыча (Якутия). Стратиграфический диапазон рода *Gulo* пока не ясен, хотя близкая форма – *Plesiogulo* cf. *brachygnathus* обнаружена в отложениях сарайской свиты на о. Ольхон, возраст которых определен как ранний–средний плиоцен.

Гиены (*Pachycrocuta pyrenaica*) были обычными в Восточной Европе [2], их остатки обнаружены в Одесских катакомбах (MN 15b) и Лучешты (MN 15b), в Китае из позднего миоцена описаны *Hyaena* sp., *Percrocuta gigantea*, из позднего миоцена и раннего плиоцена – *Hyaena* sp., из русциния – *Hyaena licenti*, *Pliohyaena pyrenaica orientalis*. При выделении не только видов, но и родов не учитывалась индивидуальная, популяционная и географическая изменчивость, что привело к излишней

инфляции разнообразия гиен [13]. Об этом свидетельствует таксономический состав гиен Испании (*Hyaena pyrenaica*), Украины (*Crocota cf. sivalensis*), Западного Забайкалья (*Crocota cf. licenti*, *Hyaena* sp.), Таджикистана (*Pachycrocota cf. perrieri*), Китая (*H. licenti*), их стратиграфический диапазон находится в пределах конца туролия (MN 13) – начала раннего виллафранка (MN 16a).

В списках фауны рысь указывается как *Lynx* ex gr. *shansius*, *L. cf. shansius*, *L. shansius*, *Lynx issiodorensis*, *L. i. shansius*. Плиоценовые виды, в том числе *L. shansius*, *L. issiodorensis*, по всей видимости, также представляют морфологические типы одного политипического вида [13]. Рыси появляются в русцинии и известны в ряде позднерусцинийских местонахождений Молдавии и Украины [2], в обрамлении оз. Байкал они обитают и сейчас. Род *Homotherium*, как принято считать [21], отделился от рода *Machairodus* в конце миоцена, однако их морфологические черты настолько схожи, что есть все основания считать, что род *Homotherium* является синонимом рода *Machairodus*, представители которого были распространены в позднем миоцене Евразии [13]. Более поздние формы саблезубых кошек, относимые к роду *Homotherium*, являются предками понтических *Machairodus*, в Восточной Европе они обитали с русциния, Юго-Восточное Прибайкалье и Западное Забайкалье населяли гомотерии и в раннем плейстоцене.

Гребнезубые мастодонты, к которым относится мастодонт из Удунги (*Mammot (=Zygodolophodon) aff. borzoni*), на юге Восточной Европы были распространены со среднего миоцена до среднего плиоцена [6]. Этот вид известен в Китае с позднего миоцена до среднего виллафранка [26], в Западной Монголии – в раннем плиоцене. Слон из рода *Archidiskodon* из Удунги – это самое древнее звено в эволюции мамонтоидных слонов в Евразии, который обитал в обрамлении оз. Байкал раньше [10], чем слоны из Приазовья и Румынии, где они были распространены 2,7–2,2 и 3,5–3,2 млн. лет назад соответственно.

Даман из Удунги – первая находка в России, он отнесен к роду *Postschizotherium* [14], который включает *P. chardini*, *P. licenti*, *P. intermedium*, *P. tibetensis*, являющихся, очевидно, морфами одного и того же политипического вида. В Китае они были распространены с русциния до среднего плейстоцена.

Чикойский гиппарион (*H. tchicoicum*) известен в Центральной Азии из Казахстана (ранний плиоцен, MN 15), Западного Забайкалья и Северной Монголии (поздний плиоцен, MN 16). Другой вид гиппариона, *H. houfense* – представитель фауны раннего и позднего плиоцена Китая, Монголии и Забайкалья [8, 25]. Носорог (*Stephanorhinus megarhinus*) встречается в отложениях позднего миоцена (понта) до позднего плиоцена (виллафранка) от Восточной Европы (Молдова) до Китая.

Аксисы (*Axis*) впервые отмечаются в конце миоцена, в Западном Забайкалье они были представлены *A. shansius*, в Юго-Восточной Азии они (*Cervus (Axis) axis*)

живут и в настоящее время. Орхоноцерос (*O. gromovi*) и косуля (*C. constantini*) – эндемичные виды, их ареалы не выходили за пределы Западного Забайкалья и Северной Монголии. Дальнейшие исследования, возможно, подтвердят или опровергнут их реальность. Антилопыра (*A. zdanskyi*) и антилопа (*G. sinensis*) были обычны для Центральной Азии с раннего плиоцена до конца позднего плиоцена, горные бараны (*Ovis* sp.) – с раннего плиоцена по настоящее время.

Палеонтологическое обоснование возраста отложений. Фауна из местонахождения Удунга уникальна по своему таксономическому составу, она не имеет близких аналогов в Евразии, что затрудняет ее корреляцию с фаунами сопредельных и отдаленных территорий. Стратиграфическое распространение видов и родов млекопитающих, как известно, зависит от степени разработки их таксономии и геологической изученности территории. Одни были распространены со среднего миоцена до плейстоцена (*Orientalomys*, *Pachycrocota*, *Mammot (=Zygodolophodon)*, *Hipparion*, *Stephanorhinus*), некоторые из них до настоящего времени (*Gazella*), другие – с позднего миоцена до плейстоцена (*Ochotonoides*, *Prosiphneus*, *Homotherium*) и современности (*Ochotona*, *Castor*, *Canis*, *Ursus*, *Meles*, *Axis*). Третьи известны с раннего плиоцена до плейстоцена (*Hypolagus*, *Archidiskodon*) и настоящего времени (*Nyctereutes*, *Ailurus*, *Lynx*).

Присутствие в фауне родов *Kowalskia*, *Promimomys* с относительно узким стратиграфическим диапазоном ограничивает время их обитания ранним плиоценом (русциний, MN 14–MN 15), а рода *Mimomys* – второй половиной раннего плиоцена (поздний русциний, MN 15). Об этом свидетельствует первое появление гребнезубых мастодонтов (*Mammot*) в Северной Америке, которые проникли около 4,5 млн. лет назад из Азии [24]. В это время Центральную Азию (Северный Китай, Западную Монголию) населяли *M. borsoni*, от которых, судя по морфологии dp3, *M. americanum* не имел существенных отличий. Их отсутствие позволяет предполагать, что основные морфологические признаки зубов *M. americanum* сформировались у гребнезубых мастодонтов до их проникновения в Северную Америку, в позднем плиоцене они уже не обитали в Западном Забайкалье. О раннеплиоценовом возрасте (поздний русциний) фауны говорит и находка слона из рода *Archidiskodon*, являющегося самым древним звеном в линии мамонтоидных слонов в Евразии и обитавшего в обрамлении оз. Байкал гораздо раньше, чем слоны из Румынии, где они были распространены 3,5–3,2 млн. лет назад. Обнаружение в Удунге самых древних остатков рода *Ovis* подтверждает это предположение, так как диверсификация рода горных баранов, мигрировавших, как и *Mammot*, *Ferienstrix* [12] в Северную Америку во второй половине раннего плиоцена из Азии по Берингийскому или иному сухопутному мосту, произошла в интервале от 3 до 5 млн. лет назад.

Таким образом, распределение таксонов во времени предполагает возраст фауны из Удунги в более широком диапазоне – в пределах биозоны MN 15 (вторая половина раннего плиоцена, поздний русциний), но не подзона MN 16a (средний плиоцен, ранний виллафранк) или MN 15b (конец раннего плиоцена, конец русциния), как это считалось ранее [3, 7, 9, 22]. Обзор таксономического состава плиоценовых млекопитающих Северной Азии и наличие их в фауне Удунги подтверждает правомочность выделения нового этапа в развитии фауны млекопитающих Центральной Азии во второй половине раннего плиоцена. Судя по составу и стратиграфическому положению отдельных таксонов, удунгинский фаунистический комплекс формировался в позднем русцинии (вторая половина раннего плиоцена, MN 15), когда в Евразии обитали млекопитающие из местонахождения Перпиньян (Франция), Лайна (Испания), Малуштени (Румыния), Одесские катакомбы (Украина), Хиргис-Нур II (Монголия), Джинло, Гаожуан (Китай). В это время происходило накопление красноцветных отложений монтмориллонит-карбонатной формации у основания предгорного шлейфа Хамбинского хребта, которые погребли верхнемиоценовый–нижнеплиоценовый аллювий цокольной террасы Палео-Темника.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антощенко-Оленев И.В. История природных обстановок и тектонических движений в позднем кайнозое Западного Забайкалья. – Новосибирск: Наука, 1982.
2. Вангенгейм Э.А., Вислобокова И.А., Сотникова М.В. Крупные млекопитающие русциния на территории бывшего СССР // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1998. Т. 6. № 4. С. 52–66.
3. Вислобокова И.А., Ербаева М.А., Сотникова М.В. Ранне-виллафранкский этап в развитии фауны млекопитающих Северной Евразии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. Т. 1. № 5. С. 87–96.
4. Дергаусова М.И., Резанова В.П., Балдаева Г.П. Геология и палинология Удунгинских разрезов (Западное Забайкалье) // Вопросы геологии кайнозоя Прибайкалья и Забайкалья. – Улан-Удэ: БНЦ СО АН СССР, 1991. С. 83–96.
5. Дуброво И.А., Капелит К.В. Каталог местонахождений третичных позвоночных УССР. – М.: Наука, 1979.
6. Ербаева М.А. Плиоценовые зайцеобразные и грызуны местонахождения Удунга (Западное Забайкалье) // Состояние териофауны в России и ближнем зарубежье. Тр. междунар. совещания 1–3 февраля 1995, Москва). – М., 1996. С. 133–136.
7. Жегалло В.И. Гиппарионы Центральной Азии. – М.: Наука, 1978.
8. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее–палеозое / И.В.Гордиенко, А.Н.Булгатов, С.В.Руженцев и др. // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 589–614.
9. Калмыков Н.П. Фауна млекопитающих и биостратиграфия плиоцена Забайкалья. – Новосибирск: ВО «Наука», Сибирская изд. фирма, 1992.
10. Калмыков Н.П. Млекопитающие обрамления озера Байкал в палеонтологической летописи. Хоботные (Proboscidea, Mammalia) // Байкальский зоологический журнал. 2013. № 13 (12). С. 71–80.
11. Калмыков Н.П. Первая находка даманы (Mammalia, Nycticoidea: *Postschizotherium*) в России (Западное Забайкалье) // Доклады Академии наук. 2013. Т. 451. № 6. С. 663–665.
12. Калмыков Н.П. Самая древняя находка горного барана (Mammalia, Artiodactyla: *Ovis*) в Голарктике (Западное Забайкалье) // Доклады Академии наук. 2013. Т. 448. № 2. С. 239–241.
13. Калмыков Н.П. Млекопитающие обрамления озера Байкал в палеонтологической летописи. Хищные (Carnivora, Mammalia) // Байкальский зоологический журнал. 2015. № 1(16). С. 58–70.
14. Калмыков Н.П. Млекопитающие обрамления озера Байкал в палеонтологической летописи. Зайцеобразные и грызуны (Lagomorpha and Rodentia, Mammalia) // Байкальский зоологический журнал. 2015. № 2(17). С. 7–16.
15. Калмыков Н.П., Малаева Е.М. Новое местонахождение нижнеплиоценового комплекса млекопитающих в Западном Забайкалье // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 11. С. 57–61.
16. Коломиец В.Л. Реконструкции параметров палеопотоков по ископаемым осадкам // Вестник Бурятского ун-та. Серия 3. География, геология. Вып. 2. 1998. С. 92–100.
17. Мац В.Д. Возраст и геодинамическая природа осадочно-выполнения Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 9. С. 1219–1244.
18. Мац В.Д. Стратиграфия отложений позднего мела-кайнозоя Байкальского рифта // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2013. Т. 21. № 6. С. 72–87.
19. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья / Н.А.Логачев, И.В.Антощенко-Оленев, Д.Б.Базаров и др. – М.: Наука, 1974.
20. Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника восточного побережья Байкала // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 1. С. 19–27.
21. Anton M., Galobart A. Neck function and predatory behavior in the scimitar toothed cat *Homotherium latidens* (Owen) // J. of Vertebrate Paleontology. 1999. Vol. 19. № 4. Pp. 771–774.
22. Erbajeva M., Alexeeva N., Khenzykhenova F. Pliocene small mammals from the Udunga site of the Transbaikal area // Coloquios de Paleontologia. 2003. Vol. 1. Pp. 133–145.
23. Fisher D. Extinction of proboscideans in North America // Proboscidea. Evolution and palaeoecology of elephants and their relatives / Eds. J. Shoshany and P. Tassy. – Oxford University Press, 1996. Pp. 296–315.
24. Kowalski K. Stratigraphy of Neogene mammals of Poland // European Neogene Mammal Chronology: Edited by E.H. Lindsay et al. – Plenum Press. New York, 1990. Pp. 193–209.
25. Li Chuankuei, Wu Wenyu, Qiu Zhuding. Chinese Neogene Sub-division and Correlation // Vertebrata PalAsiatica. 1984. Vol. 22(3). Pp. 163–178.
26. *Microtoid* cricetids and the early history of arvicolids (Mammalia, Rodentia) / O.Fejfar, W-D.Heinrich, L.Kordos, L.Ch. Maul // Palaeontologia Electronica. 2011. Vol. 14. Issue 3. 27A. Pp. 1–38.
27. Tedford R.H. Neogene mammalian biostratigraphy in China: past, present and future // Vertebrata PalAsiatica. 1995. Vol. XXXIII. № 4. Pp. 277–289.
28. Tedford R. H., Qui Z. A new canid genus from the Pliocene of Yushe, Shanxi Province // Vertebrata PalAsiatica. 1996. Vol. 34. № 1. Pp. 35–40.

Россыпей без коренных источников не бывает*

Е.С.КУЧИН

Кучин Евгений Сергеевич



evg_kuchin@mail.ru

There are no placers without primary sources

E.S.KUCHIN

Установление неизвестных коренных источников алмазных россыпей – актуальная задача геологической науки, любая попытка ее решить может только приветствоваться. Этой проблеме посвящена статья В.С.Шкодзинского. Анализируя размещение россыпей с неизвестными коренными источниками, оценивая возможности привноса алмазов из удаленных кимберлитовых трубок, указывая на различия в размерах и качестве алмазов россыпей и близко расположенных трубок и на редкость в россыпях индикаторных минералов кимберлитов, автор вполне обоснованно делает вывод о том, что кимберлитовые трубки не служили источником алмазов рассматриваемых россыпей.

Однако решение проблемы генезиса россыпей с неизвестными коренными источниками в первую очередь зависит от того, как геологическая наука объяснит происхождение кристаллов алмаза промышленной крупности. Эти две проблемы взаимосвязаны: без решения второй не решить первую. В.С.Шкодзинский изложил свою версию происхождения алмазов. Автор сообщает о теоретическом существовании двух областей в мантии, благоприятных для кристаллизации алмазов: нижние части континентальной литосферы и мантийные восходящие потоки (плюмы) с очень сложным процессом образования очагов толеитовых магм. Далее он указывает на преобладание в алмазах россыпей с неизвестными коренными источниками включений минералов эколгитового генезиса, что, по мнению автора, прямо свидетельствует об основном составе их родоначальных магм. Отмечает также, что *объемы тел пород щелочно-основного состава в среднем во многие десятки раз превосходят объемы кимберлитовых трубок, что объясняет большие размеры россыпей с некимберлитовыми алмазами и часто огромные запасы последних.* Преобладание округлых алмазов в такого

типа россыпях автором связывается с повышенным содержанием кремнекислоты в основных магмах по сравнению с кимберлитовыми, что тоже, по его мнению, служит доказательством плюмового происхождения россыпей. Статья завершается следующим выводом: *«Таким образом, полученные результаты обосновывают существование принципиально нового плюмового источника алмазов. Выносившие алмазы щелочные магмы взрывались в приповерхностных условиях, что обусловило формирование в основном алмазоносных туфовых покровов и россыпей при отсутствии диатрем в их окрестностях».* В доказательство плюмового происхождения россыпей алмазов с неизвестными коренными источниками приводится еще такой аргумент: *«В самых крупных плюмах, вызывавших образование наиболее грандиозных расколов литосферы и возникновение океанов, очаги основных магм вследствие огромных запасов тепла кристаллизовались очень медленно, что должно было приводить к кристаллизации особо крупных алмазов как, например, в россыпях юго-западной Африки. Они, по-видимому, кристаллизовались в плюме, вызвавшем раскол Гондваны и формирование Атлантического океана. Приуроченность россыпей к приатлантическим частям Африки и Южной Америки полностью подтверждает это предположение».* По мнению автора, предполагаемая связь алмазов с плюмами, вызывавшими образование палеоокеанов, расширяет перспективы открытия новых месторождений. Правда, методику обнаружения мест *былого присутствия* плюмов и палеоокеанов, а также критерии, по которым можно выявлять возникшие в связи с ними алмазные россыпи, он не раскрывает.

Очень подробное повествование об эволюции различных магм, их поведении при подъеме, изменениях содержания в них летучих компонентов, их кристаллизации, заканчивавшейся взрывами и выбросами на земную поверхность туфов, содержащих алмазы, не выглядит достоверным и совершенно не вызывает доверия. Автора не смущает, что наука на современном уровне

* Шкодзинский В.С. Генезис россыпей с неизвестными коренными источниками алмазов // Отечественная геология. № 5. 2015. С. 27–32.

не может знать о том, что происходило и происходит в земных недрах, и все, что возникает в головах ученых в этой части, остается только в виде совершенно не аргументированных и не имеющих практического применения гипотез. Здесь не помогут и результаты расчетов количественных моделей эволюции магм при подъеме.

Насколько очевидно существование самих плюмов? Плюмы – это реальное геологическое явление, обусловленное какими-то процессами, идущими в земных недрах, или очередной красивый вымысел, призванный решать все проблемы? Был период, когда образование любого месторождения объяснялось тектоникой плит, сейчас – плюмами. «Плюм (англ. plume) – горячий мантийный поток,двигающийся независимо от конвективных течений в мантии. Плюмы считаются ответственными за возникновение траппов, внутриконтинентальных рифтов и горячих точек типа Гавайской» (ru.wikipedia.org>Мантийный плюм). В.С.Шкодзинский существенно расширил возможности плюмов: по его мнению, плюмы приводили к расколу литосферы и возникновению океанов.

Вместо разработки достоверной концепции формирования и развития Земли, определения этапов этих процессов (что за чем следовало, что в перспективе ждет нашу планету), и с ее помощью находить ответы на все насущные вопросы геологической науки, придумываются все новые заменители (геосинклинали, тектоника литосферных плит, плюмы, террейны), которые возникают не в результате глубокого и всестороннего анализа существующей геологической ситуации, а как факт кабинетных размышлений «больших ученых». Они сами по себе не имеют достойного обоснования и совершенно не помогают в решении геологических проблем, а создают всего лишь видимость научности их решения.

В алмазоносных провинциях выполнен огромный объем самых детальных исследований горных пород, слагающих диатремы, и собственно алмазов. Основной целью исследований было установление происхождения алмазных месторождений, чтобы потом легко и быстро их обнаруживать. Исследования должны были каким-то образом подтвердить предположение, что источником алмазов является щелочно-ультраосновная магма, зарождающаяся в верхних зонах мантии, или опровергнуть его. Но нам совершенно ничего неизвестно о том, что происходит с земным веществом на значительных глубинах, поэтому, изучая объекты, расположенные на земной поверхности, мы не имеем возможности с чем-то сравнить результаты исследований, узнаём минеральный состав кимберлитов, их текстуру, структуру, определяем характеристики кристаллов алмаза, какие в них есть включения, и даже можем определить состав включений во включениях, устанавливаем и изучаем минералы-спутники, но не получаем никакой информации о генезисе как кимберлитов, так и собственно алмазов. Следовательно, научные исследо-

вания основную проблему не решают, и гипотезы остаются гипотезами. Ученые, считая, что алмазы имеют мантийное происхождение, оговариваются, что заглянуть в мантию пока нет возможности. В то же время сообщают, что обнаружены обломки мантийных пород, но объяснить, как установили их мантийное происхождение, тоже не могут. *Сделав предположение о мантийном происхождении алмаза, ученые лишили себя возможности когда-либо это реально установить, при этом альтернативные версии отсутствуют.* Отсюда вся бесплодность самых различных исследований при их огромном количестве.

И тут возникает главный вопрос: почему для алмазных месторождений нужно изобретать какой-то особый, в отличие от других минеральных скоплений, путь образования? Еще Л.Н.Овчинников указывал, что образование всякого рудного месторождения – переход от рассеяния к концентрации. Рудообразование – не есть образование рудных минералов, а лишь перераспределение внутри горных пород уже существующего минерального вещества. *Можно с уверенностью говорить, что формирование алмазных месторождений, несмотря на все особенности минерала алмаза, по сути и принципам ничем не должно отличаться от формирования других рудных месторождений.* Французский писатель и философ Клод-Адриен Гельвеций в XVIII в. писал, что *знание некоторых принципов легко возмещает незнание некоторых фактов.* Вмещающие горные породы могут быть любыми, самое главное, чтобы они содержали рудное вещество в рассеянном состоянии (в случае с алмазами – мелкие алмазы), которое могло бы при соответствующих термодинамических условиях концентрироваться в рудные тела, применительно к алмазам – иметь возможность образовывать кристаллы промышленной крупности. В этом отношении тела кимберлитов и лампроитов ничем не отличаются от других пород. Оригинальная трубчатая форма алмазоносных тел «сбила с толку» геологов и стала «путеводной звездой» при поисках месторождений алмаза. Но в дальнейшем они убедились, что наличие диатрем не может считаться гарантией алмазоносности, алмазоносны первые проценты от всего числа обнаруженных трубок, а количество алмазопоявлений, совершенно не имеющих никакой связи с кимберлитами, оказалось огромным. При этом происхождение самих диатрем стало предметом длительных дискуссий, но так окончательно с ним и не определились. Будем надеяться, что эта проблема в ближайшее время решится, причем решение окажется очень простым и не будет связано с верхней мантией.

Остается позавидовать той легкости, с которой В.С.Шкодзинский разобрался с проблемой коренных источников уральских алмазов. Как-то сразу все становится понятным, когда узнаешь, что *алмазы Вишерского Урала, вероятно, кристаллизовались в плюме, вызвавшем образование Уральского палеоокеана, и еще: возникавшая преимущественно расплавно-газовая*

смесь вследствие большой подвижности могла прорываться сквозь трещины перекрывающих пород и формировать в них штокверки флюидизитов, содержащие алмазоносный магматический материал, сильно измененный под влиянием летучих компонентов. Такие породы описаны в Вишерском Урале. Чем экзотичнее версия происхождения геологического объекта, тем менее она достоверна. Геолог из Екатеринбурга Г.Н.Кузовков вообще сделал предположение об ударно-взрывном происхождении Урала и уральских алмазных россыпей.

Проблема коренных источников уральских алмазов, как и других подобных алмазопоявлений, является надуманной, что с полным основанием можно отнести к издержкам существующей геологической науки. Над геологами довлело и довлеет представление о магматическом происхождении алмазов, и это самое главное заблуждение, которое стало причиной безрезультатных поисков коренных месторождений уральских россыпных алмазов в течение многих десятилетий. Сомнение в том, что на Урале должны быть коренные месторождения алмазов, выглядит странным, потому что *не бывает россыпей без коренных источников*, если только под россыпями понимать не ореолы рассеяния пылеватого рудного вещества, находящегося в таком виде и во вмещающих породах, а обогащение рыхлых пород относительно крупными зернами и агрегатами зерен рудных минералов. Одно скопление алмазов в коренном залегании на Вишере было выявлено 50 лет назад (Ишковский карьер – назван по фамилии начальника партии А.Д.Ишкова), на котором вручную «наковыряли» из конгломератов такатинской свиты девона не одну сотню алмазов. Такое концентрированное размещение кристаллов объясняли самыми разными

способами, но о коренном месторождении никто даже не подумал. В этом виновато примитивное стандартное мышление: если где-то источниками россыпей служат кимберлитовые трубки, то и на Урале нужно искать только их. Следует обратить внимание на то, что алмазы промышленной крупности образовались в осадочной толще, что предполагает совсем иные условия, чем те, которые декларирует В.С.Шкодзинский: *кристаллизация алмазов в условиях высоких давлений и температур, благоприятных для их роста, и является чаще всего причиной большого размера и высокого качества кристаллов*, но не указывает источник этой информации. Установив, что образование минерала алмаза происходит при высоких температуре и давлении, геологи никак не могут допустить, что рост его зерен до промышленных размеров может происходить в менее экстремальных условиях. Можно предположить, что многочисленные россыпи с неопределенными коренными источниками оказались «заложниками» ошибочных представлений об ожидаемом характере коренных месторождений, ничего другого, кроме кимберлитовых и лампроитовых диатрем, геологи не представляют, как и происхождение алмазов промышленной крупности, кроме мантийного. Плодотворным может стать только признание простых истин: источник рудного вещества – вмещающие породы независимо от происхождения, рудообразование – концентрация рассеянного рудного вещества при благоприятных термодинамических условиях, а псевдонаучные фантазии на тему формирования месторождений полезных ископаемых как коренных, так и россыпных никаких проблем решить не способны.

70-ЛЕТИЕ ВАЛЕРИЯ ИВАНОВИЧА ВАГАНОВА



Валерию Ивановичу Ваганову – доктору геолого-минералогических наук, старейшему сотруднику ЦНИГРИ, 16 апреля 2017 г. исполнилось 70 лет.

Свою трудовую деятельность в ЦНИГРИ В.И. Ваганов начал с 1973 г. и прошел путь от младшего научного сотрудника до заведующего отделом.

Валерий Иванович Ваганов – ведущий специалист в области геологии, генезиса, методов прогноза и поисков месторождений алмазов различных генетических типов. Он разработал научно-методические и геолого-генетические основы прогноза и поисков этих месторождений, используемые в настоящее время в практике геологоразведочных работ.

В.И.Вагановым изучено уникальное по масштабу Попигайское месторождение технических алмазов (Красноярский край) и установлена зависимость алмазности от состава пород, что позволило обосновать и реализовать эффективную систему разведки месторождения и подсчета запасов.

В период с 1984 по 1996 гг. В.И.Ваганов возглавлял отдел алмазов ЦНИГРИ. В этот период им было создано научное обоснование прогноза на территории России алмазных месторождений лампроитового типа. Коллективом под руководством Валерия Ивановича внесен большой вклад в обоснование прогноза алмазности Восточно-Европейской платформы с составлением первой научно-обоснованной карты прогноза данной территории. В конце 1980-х гг. В.И.Ваганов

разработал положение о том, что алмазоносные трубки месторождения им. Ломоносова представляют собой промежуточный тип между кимберлитами и лампроитами. Данное положение было подтверждено работами ИГЕМ РАН только в начале нынешнего века. Неоценим вклад В.И.Ваганова в оценку перспектив алмазности Центральных районов России. Фактически под его руководством были начаты работы по локализации перспективных площадей и дальнейшей их разбраковке по степени перспективности.

С 1996 г. по 2013 г. В.И.Ваганов работал в должности главного научного сотрудника отдела алмазов. Одно из значимых достижений в этот период – проведенный В.И.Вагановым в 2008 г. анализ состояния минерально-сырьевой базы алмазов России, в котором он обозначил наличие негативных тенденций развития. Данный анализ полностью подтвердился в последующие годы.

В.И.Вагановым лично и в соавторстве составлен ряд методик и методических руководств по прогнозу, поискам и количественной оценке прогнозных ресурсов месторождений алмазов. В различные годы Валерий Иванович в качестве эксперта работал в Мозамбике, Монголии, США и Китае.

Результаты исследований В.И.Ваганова отражены более чем в 100 печатных работах, опубликованных в стране и за рубежом, в том числе в 8 монографиях, ряде методических рекомендаций и указаний общепромышленного значения. Основная его работа – монография «Алмазные месторождения России и Мира», которая в настоящее время является практически настольной у геологов-алмазников. Этот труд был отмечен дипломом лауреата Всероссийского конкурса, проведенного РосГео Российской Федерации.

На протяжении многих лет В.И.Ваганов являлся членом ученого совета ЦНИГРИ и специализированного совета по защите диссертаций, членом редакционных коллегий журналов «Отечественная геология» и «Руды и металлы». Он подготовил 5 кандидатов наук.

За высокие научные достижения В.И.Ваганов награжден знаком «Отличник разведки недр», медалью ордена «За заслуги перед Отечеством» II степени. В.И.Ваганов – член-корреспондент Международной Академии минеральных ресурсов.

В настоящее время Валерий Иванович находится на заслуженном отдыхе.

Сердечно поздравляем Валерия Ивановича Ваганова с юбилеем, от всей души желаем крепкого здоровья, благополучия и дальнейших творческих успехов.

*Ученый совет ФГУП ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

90-летие Анатолия Ансовича Фельдмана



Анатолию Ансовичу Фельдману – старейшему сотруднику ЦНИГРИ, кандидату геолого-минералогических наук, 18 апреля 2017 г. исполнилось 90 лет.

А.А.Фельдман после окончания в 1950 г. Московского геологоразведочного института (в настоящее время Российский государственный геологоразведочный университет) им. Серго Орджоникидзе длительное время работал в производственных организациях Главгеологии Министерства цветной металлургии СССР. Он прошел путь от инженера-геофизика до начальника комплексной геолого-геофизической экспедиции, участвовал в поисковых и разведочных работах на месторождениях полиметаллов, ртути и золота Средней Азии.

С 1957 по 2002 гг. А.А.Фельдман работал в ЦНИГРИ, возглавляя в разные годы научно-исследовательские подразделения института: тематические

партии, лабораторию и отдел геофизических исследований. Будучи специалистом наивысочайшей квалификации, Анатолий Ансович выполнил ряд оригинальных разработок по научно-методическим основам прогноза и поисков месторождений алмазов, золота и цветных металлов. Эти разработки были успешно реализованы на Дальнем Востоке и Северо-Востоке Российской Федерации, в Приморье, Восточной Сибири, Европейской части Российской Федерации и Средней Азии.

С 1982 г. научная деятельность А.А.Фельдмана была направлена на изучение глубинного строения древних платформ и прогнозирование месторождений алмазов кимберлитового и лампроитового типов. Он явился основоположником целого направления в алмазной геологии – локализация алмазоперспективных площадей различного ранга на основании геолого-геофизических критериев.

Анатолий Ансович Фельдман – один из основных авторов карт прогноза коренной алмазоносности для ряда территорий древних платформ России и мира. Его научно-методические разработки совместно с прогнозными картами реализованы в практике геологоразведочных работ для оценки перспектив алмазоносности и планирования первоочередных поисковых работ в различных регионах Восточно-Европейской и Сибирской платформ.

А.А.Фельдман является автором более 140 публикаций, в том числе 2 монографий.

Анатолий Ансович неоднократно отмечался правительственными Почетными грамотами и наградами, в том числе знаками «Отличник разведки недр» и «Почетный разведчик недр».

Ученый-исследователь, специалист наивысочайшей квалификации Анатолий Ансович Фельдман сумел передать свой богатый научный опыт сотрудникам, которые успешно продолжают и совершенствуют основанное им направление.

В настоящее время Анатолий Ансович Фельдман находится на заслуженном отдыхе.

Сердечно поздравляем Анатолия Ансовича Фельдмана с юбилеем, от всей души желаем крепкого здоровья, благополучия и долгих лет жизни.

*Ученый совет ФГУП ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

Памяти Владислава Юрьевича Зайченко

11 февраля 2017 г. скончался главный научный сотрудник ВНИИгеосистем, доктор геолого-минералогических наук Владислав Юрьевич Зайченко.

Владислав Юрьевич Зайченко родился 20 июля 1930 г. в г. Новогеоргиевск на Украине. Свой долгий и успешный профессиональный и жизненный путь на службе отечественной геологии он начал еще студентом геологоразведочного факультета Днепропетровского горного института.

После окончания института в 1954 г. Владислав Юрьевич работал в производственных геофизических организациях: техническим руководителем геофизической партии, начальником гидрокаротажной партии, главным инженером геофизической экспедиции, главным инженером треста «Днепргеофизика», управляющим трестом «Укргеофизика». На этих должностях он занимался организацией геофизических работ в Донецком каменноугольном бассейне, Криворожском железорудном бассейне, Причерноморской и Днепровско-Донецкой впадине, на шельфе Чёрного моря. При его непосредственном участии были открыты многие месторождения чёрных и цветных металлов, угля, нефти и газа. В 1970 г. В.Ю.Зайченко защитил кандидатскую диссертацию, посвящённую резистивиметрическим исследованиям скважин в меловых отложениях Донбасса.

С 1975 г. по 1991 г. В.Ю.Зайченко занимал должность заместителя начальника, а затем начальника Управления геофизических работ и являлся членом коллегии Министерства геологии СССР, в 1985 г. защитил докторскую диссертацию. В 1992 г. он перешёл на работу во ФГУП ГНЦ РФ «ВНИИгеосистем». Под руководством и непосредственном участии В.Ю.Зайченко были разработаны и реализованы крупные научно-технические программы и проекты изучения земной коры и верхней мантии с помощью сверхглубоких, глубоких скважин и геофизических геотраверсов, изучения напряжённо-деформационного состояния горных пород в угленосных бассейнах. Владислав Юрьевич многое сделал для создания отечественной базы геофизического приборостроения, электронно-вычислительной техники для обработки и интерпретации геофизических данных.

В последние годы В.Ю.Зайченко занимался проблемой правовой защиты и использования интеллектуальной собственности в разведочной геофизике.

На всех рядовых и руководящих должностях, где работал В.Ю.Зайченко, он проявил себя эффективным организатором-управленцем и высококвалифицированным специалистом в области организации геофизических работ, комплексирования геолого-геофизических методов, геоинформатики, геофизической лексики и права. Он внёс значительный вклад в развитие минерально-сырьевой базы России и стран СНГ.



Владислав Юрьевич опубликовал 12 монографий, более чем 200 научных статей, отраслевых методических документов и являлся соавтором шести изобретений.

За создание и внедрение высокоинформативных импульсных методов нейтронного и акустического каротажа при поисках, разведке и контроле за разработкой нефтяных и газовых месторождений В.Ю.Зайченко была присуждена Государственная премия СССР. За свой многолетний плодотворный труд Владиславу Юрьевичу было присвоено звание «Почетный разведчик недр», он награжден орденами «Знак Почета» и «Трудового Красного Знамени», медалями и почетными грамотами. В.Ю.Зайченко являлся членом правления Евро-Азиатского геофизического общества, членом Президиума Российского геологического общества, почетным членом Венгерского геофизического общества, членом проблемного совета Академии технологических наук РФ, действительным членом Российской Академии естественных наук и др.

В.Ю.Зайченко, являясь выдающимся профессионалом, пользовался авторитетом и за свои высокие человеческие качества – доброжелательность, отзывчивость, внимательное отношение к коллегам и друзьям.

Память о Владиславе Юрьевиче Зайченко надолго сохранится в наших сердцах.

Редколлегия журнала