

УДК 553.078.2 + 553.211.24

РУДНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ЗОНЕ ГИПЕРГЕНЕЗА МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПАРОГИДРОТЕРМ: РАСПРЕДЕЛЕНИЕ, ФОРМЫ МИГРАЦИИ, ИСТОЧНИКИ

© 2002 г. С. Н. Рычагов¹, Г. П. Королева², И. И. Степанов¹

¹Институт вулканологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006

²Институт геохимии СО РАН, Иркутск, 664033

Поступила в редакцию 10.01.2000 г.

Рассмотрено поведение рудных элементов в гидро- и литохимических потоках рассеяния зоны гипергенеза геотермального месторождения Океанское (о-в Итуруп) и взаимосвязь их аномальных концентраций с геологической структурой месторождения и глубинными источниками тепла и вещества. Повышенные концентрации Au, Ag, As и Pb в зоне гипергенеза связаны с разгрузкой глубинных хлоридно-натриевых гидротермальных растворов. Отложение электронейтральных частиц золота, а также труднорастворимых хлор- и серосодержащих соединений Ag, As и Pb обусловлено резкими изменениями pH и температуры растворов и происходит на глубине в зоне смешения субщелочных хлоридно-натриевых вод с кислыми нагретыми паром сульфатными водами, либо на дневной поверхности при смешении кислых сульфатных (сульфатно-хлоридных) вод с метеорными водами. Гидро- и литохимические аномалии рудных элементов локализуются в пределах наиболее подвижных современных тектонических структур - горстов, зонах контакта блоков и участков пересечения тектонических нарушений, открытых на глубину не менее 1.5-2.0 км. Эти структуры выводят в приповерхностные горизонты глубинный гидротермальный флюид. Источником рудных элементов для гидротермальных растворов может служить неглубоко залегающий (3-5 км) периферический магматический очаг или связанные с ним остывающие интрузии диоритового - габбро-диоритового состава, кровля которых установлена на глубинах 800-1500 м от дневной поверхности.

ВВЕДЕНИЕ

Геологическими и геохимическими исследованиями, проводимыми в областях активного вулканизма, установлена большая роль природных вод и конденсатов магматических и фумарольных газов в современных гидротермальных процессах, в т.ч. при формировании полей рассеяния и концентрирования химических элементов [5,41,42]. Известно, что интенсивная миграция рудных элементов (поступление их с определенных глубин и из вмещающих пород, перемещение в пространстве и осаждение на различных геохимических барьерах) происходит в пределах современных высокотемпературных гидротермальных систем островных дуг и их наиболее активных участков - геотермальных месторождений [10, 27, 29, 36]. Зона гипергенеза геотермальных месторождений отражает условия формирования гидротерм в зоне смешения подземных и поверхностных вод и, соответственно, несет информацию как о поверхностном и приповерхностном распределении рудных элементов, так и об их глубинных источниках.

Первая работа по изучению условий и механизмов распределения рудных химических элементов в зоне гипергенеза месторождения паро-

гидротерм выполнена нами в конце 80-х - начале 90-х годов на примере высокотемпературной гидротермальной системы вулкана Баранского, о-в Итуруп [20]. В настоящей работе на примере этого же объекта покажем условия распределения рудных элементов в водах, илах, почвах, горных породах на поверхности и возможные связи их концентрирования с глубинными процессами.

Геологическая характеристика района исследований и геотермального месторождения. Геологическая структура Центрально-Итурупского геотермального района, гидротермальной системы Баранского и ее центральной части - геотермального месторождения Океанское - рассмотрена с различной степенью детальности в ряде работ [11, 12]. Позднее изучены минералогия, геохимия и температурное поле по данным исследования вторичных минералов [38, 39]; некоторые особенности структуры проницаемости месторождения на основе исследования поведения ртути в недрах и на поверхности гидротермальной системы [35]; петрофизическая блоковая структура и интенсивность перерождения пород [21]; формирование (привнос?) самородных металлов и интерметаллических соединений в структуре гидротермальной системы Баранского [36]; также геохимия

горячих источников, паровых струй и растворов из скважин [43]. Таким образом, гидротермальная система Баранского оказалась одной из наиболее изученных в Курило-Камчатском регионе, а потому благоприятной для различных модельных построений. Коротко рассмотрим геологическое строение района, системы, месторождения, что необходимо для интерпретации фактического материала.

Гидротермальная система находится на юго-западном склоне верхнечетвертичного андезито-вого вулкана Баранского, который расположен в центре средне-позднеплейстоценовой (?) кальдеры Кипящей. Кальдера Кипящая наложена на вулканосводное поднятие хребта Иван Грозный, вытянутого в северо-восточном направлении и включающего ряд вулканотектонических структур диаметром 12-18 км и современных вулканов Ребуншири, Иван Грозный, Дракон, Мачеха, Тебенькова, Баранского [4, 7], рис. 1. Структуру района определяют продольные северо-восточные и поперечные северо-западные линейные тектонические нарушения, Централь-но-Итурупская кольцевая мегаструктура диаметром 23-26 км и кольцевые вулканотектонические структуры меньшего диаметра. Внешние концентры вулканотектонических структур, как правило, представляют собой ограничение древних кальдер. Гидротермальная система Баранского приурочена к пересечению двух вулканотектонических структур (ВТС), имеющих, по-видимому, разный возраст - ВТС Баранского наложена на ВТС Крыло (рис. 1).

Основание разреза сложено псефопсаммитовыми и агломератовыми туфами андезито-вого состава, лавами андезитов и андезитобазальтов (парусная свита, N_2 , рг). Бурением вскрыта верхняя часть свиты - более 600 м. На породах парусной свиты без видимого углового несогласия залегают мелкогрубообломочные туффиты, пемзовые туфы и лавы андезитов лебединской свиты ($N_2 - Q_1$, Ib). Преобладают туффиты. Мощность толщи более 400 м. Средне- и верхнечетвертичные лавы, туфы и туфобрекчии от андезитобазальтового до андезитоацитового составов формировались при воздымании хребта Иван Грозный в субэраляльных условиях. Общая мощность этой толщи пород не менее 100-150 м. Последний тип отложений включает современные лавы и экструзии от андезито-вого до дацитового составов, которые надстраивают конус вулкана, а также аллювиальные, делювиальные, пролювиальные и другие рыхлые осадки мощностью до 30 м в локальных депрессиях. Предполагается, что вершинная экструзия и ее короткий лавовый поток образованы в позднем голоцене [7]. Последнее извержение вулкана Баранского эксплозив-

ного характера происходило, по сообщениям местных жителей, в 1951 г.

Интрузивный магматизм определяет тепловую мощность, возраст, температуры растворов и другие параметры гидротермальной системы. Малоглубинные и близповерхностные магматические тела представлены дайками и силлами от андезитобазальтового до базальтового состава мощностью 0.15-17.0 м; экструзиями андезитоацитового состава и линзами микродиоритов мощностью до 5 м. Группы даек и силлов приурочены к литологическим и стратиграфическим границам, в частности, к разделу парусной и лебединской свит. На глубинах 800-1500 м предполагается наличие кровли крупного интрузивного диоритового тела. Об этом свидетельствуют своеобразные породы - интрузивные туфы или интрузивные (автомагматические) брекчии, слагающие обычно экзоконтактовые зоны габбродиоритовых - гра-нодиоритовых тел [41]. Мощность зоны в пределах месторождения Океанское, как и на разбуренных глубокими скважинами геотермальных месторождениях Камчатки Мутновском и Пара-тунском [3,41], достигает 500-800 м. Экзоконтактовые зоны интрузивных тел в структуре гидротермальных систем имеют термо- и рудоконтролирующее значение [33].

Гидротермальная система и геотермальное месторождение характеризуются блоковым строением (рис. 2). Выделены горсты Старозаводское поле и Кипящая Речка, относительно опущенный блок, вскрытый глубокой скважиной № 54 (1200 м), и тектономагматические поднятия. Блоки вытянуты в радиальном по отношению к вершине вулкана направлении или изометричны. Породы относительно опущенного блока и тектономагматических поднятий в целом значительно менее нарушены и переработаны гидротермальными растворами, чем породы горстов [21]. Горсты характеризуются значительным выносом тепла на дневную поверхность - до 71000 ккал/сек суммарной мощности [31]. Тер-мовыводящими структурами являются зоны тектонических нарушений, разбивающие породы горстов на мелкие блоки-пластины, и границы крупных блоков.

Породы, вмещающие гидротермальную систему, в различной степени гидротермально изменены. Парусная свита в настоящее время представляет собой средне- и высокотемпературные пропилиты кварц-хлорит-альбит-слюдистого состава с эпи-дотом, цеолитами, карбонатами, сульфидами. Температуры образования пропилитов, по данным О.П. Гончаренко, достигают 350-470°C [38, 39]. Эти пропилиты формируются в экзоконтактовой зоне предполагаемого диоритового тела. Низко- и среднетемпературные пропилиты (180-300°C) кварц-хлорит-кальцит-цеолитового состава с ги-

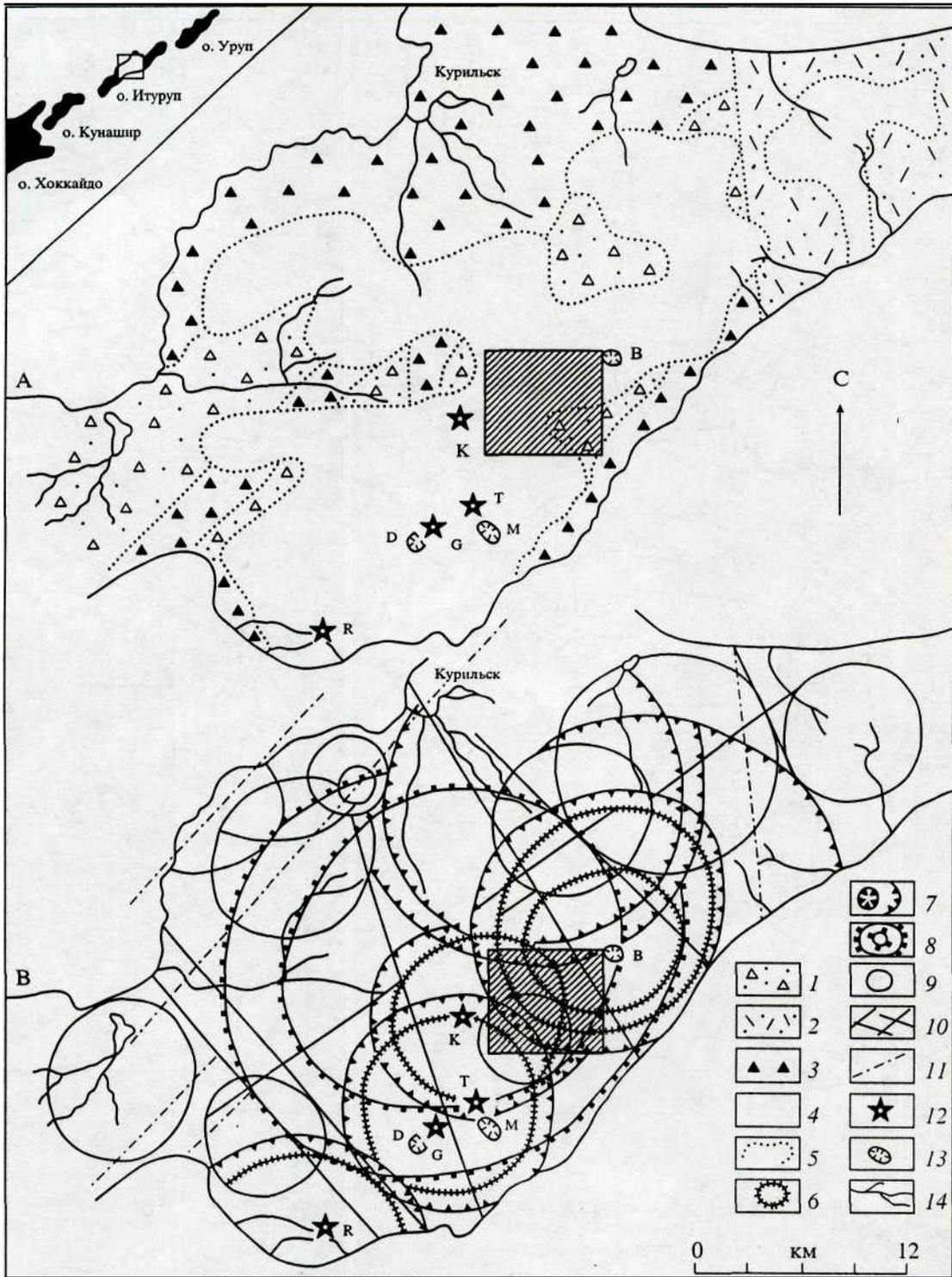


Рис. 1. Геолого-структурная схема Центрального Итурупа: А - геологическое строение (Геолого-геофизич. атлас..., 1987); В - основные элементы структуры. 1 - 3 - геологические комплексы среднемиоцен-плиоценового возраста: вулканогенно-кремнисто-диатомовый (1), вулканогенный, преимущественно кислого состава (2), андезитобазальто-вый (3); 4 - андезитовый комплекс четвертичного возраста; 5 - литологические границы; 6 - внутренние концентры вулканотектонических структур хребта Иван Грозный; 7- внешние концентры структур; 8- Центрально-Итурупская кольцевая мегаструктура; 9 - другие кольцевые морфоструктуры; 10 - система линейных тектонических нарушений; 11 - разломы, предполагаемые по геологическим данным; 12 - конусы вулканов: R - Ребуншири, D - Дракон, Т - Те-бенькова, К - Крыло; 13 - центральные кратеры вулканов: G - Ивана Грозного, М - Мачехи, В - Баранского; 14 - гидросеть.

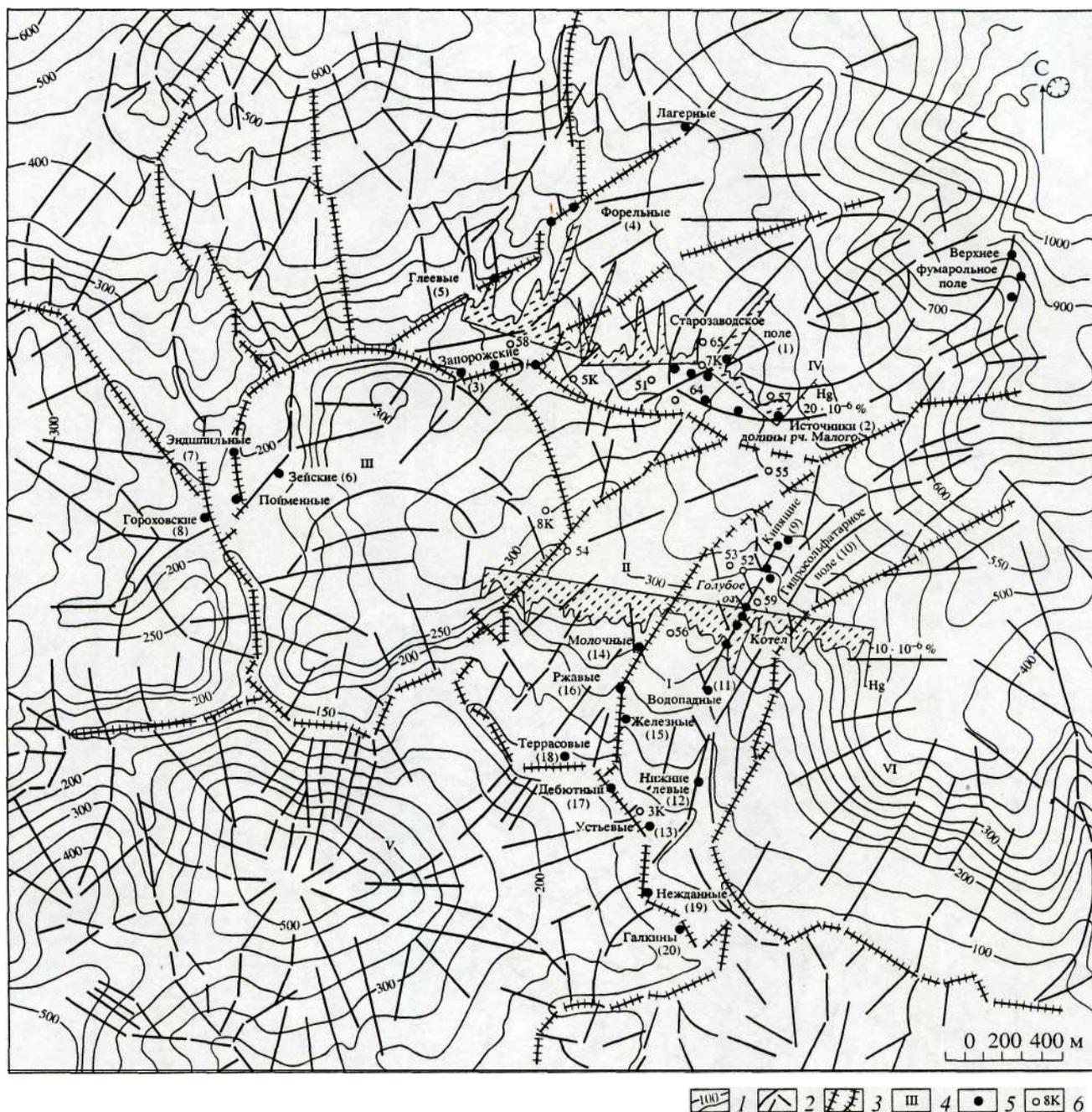


Рис. 2. Схема современной тектонической структуры гидротермальной системы Баранского и геотермального месторождения Океанское: 1 — изолинии рельефа; 2 - тектонические нарушения; 3 - границы тектонических блоков; 4 - номера блоков; 5 - термальные источники; 6 - разведочные скважины и их номера.

дрослюдами, ангидритом, эпидотом и сульфидами развиты в интервале глубин от 0 до 500 м. Туф-фиты лебединской свиты и четвертичные туфы, пемзы и трещиноватые лавы преобразованы, в основном, в низкотемпературные (100-200°C) кварц-кальцит-цеолит-гидрослюдистые пропилиты с хлорит-сметитовыми минералами. Завершают

разрез опал-каолинит-алунитовые породы зоны сернокислотного выщелачивания и продукты хлоридно-углекислотного выщелачивания (смет-титы), перекрывая остальные гидротермальные изменения "шапкой" мощностью 50-225 м и проникая вдоль отдельных тектонических нарушений до глубины 400-500 м и, вероятно, более. Аргиллизит-

ты, вследствие своей вязкости и малой пористости, служат верхним водоупором для парогидротерм. Именно эти породы на большей части площади геотермального месторождения опробовались как коренные в зоне гипергенеза.

Гидрогеологическая обстановка и типы термальных вод района. Подробно современные термы района гидротермальной системы вулкана Баранского рассмотрены В.И.Пчелкиным с соавторами* и в [14,31,43]. Систематизируем эти данные. Как установлено ранее [17], главные особенности локализации гидротерм заключаются в гипсометрической "стратификации" их типов: в верхней части вулканических построек расположены сольфатары, на склонах конусов и у их подножий - сульфатные кислые термы поверхностного формирования со смешанным катионным составом, а также ультракислые сульфатно-хлоридные термы, связанные с растворением в подземных водах продуктов вулканических эманаций и кремнезема; на удалении от молодых вулканических конусов развиты слабокислые и субщелочные поверхностные источники, формирующиеся в результате смешивания поверхностных и глубинных вод. На еще большем удалении разгружаются источники хлоридно-натриевых субщелочных терм, обогащенные в приповерхностной зоне гидрокарбонат-ионами и имеющие региональное распространение. В целом, отмеченные общие особенности локализации гидротерм в пределах вулканических построек относятся и к вулкану Баранского.

Наибольшее число изученных термопроявлений сосредоточено на площади, очерчиваемой руслом р. Серной и подножием конуса вулкана Баранского (рис. 2). Большинство пробуренных здесь скважин вскрыли на разных глубинах область кипения гидротерм и зону смешения глубинных вод с поверхностными. В табл. 1 приведена гидрохимическая характеристика вод термальных источников и скважин. По условиям локализации и гидрохимическим типам вод выделяются следующие участки.

Старозаводское поле. Расположено на верхнем гипсометрическом уровне 300-450 м в пределах структуры горста, где происходит разгрузка паровых струй и нагретых паром сульфатных слабоминерализованных вод с рН от 2.5 до 5. Низкие рН обеспечиваются высоким содержанием сероводорода (до 52 об.%) в воде основного геотермального резервуара и окислением H_2S потоком нисходящих грунтовых вод, насыщен-

ных кислородом воздуха. В то же время, пробуренные на этом участке скважины вывели на поверхность пароводяную смесь с содержанием хлора от 200 до 3500 мг/л. Так, в воде скв. 7К на глубине 104 м содержится до 500 мг/л хлора; скважина 51 глубиной 660 м вскрывает раствор с содержанием Cl до 2200 мг/л, а скважины 64 и 65 глубиной 930 и 1000 м - воды с содержанием Cl до 3500 мг/л при $pH > 7$. Последнее свидетельствует в пользу существования под Старозаводским полем зоны глубинных вод хлоридно-натриевого состава.

Долина р. Серной. На базовом уровне дренирования (150-350 м над уровнем моря) разгружаются субнейтральные разбавленные воды хлоридно-натриевого состава (источники 3-8, табл. 1) с температурами до 70°C. На западе они приурочены к границе тектономагматического поднятия, на севере - к относительно опущенному блоку. По генезису - это смесь восходящих глубинных и нисходящих поверхностных вод. Считается, что доля глубинной компоненты не превышает 15%, а катионная часть формируется за счет выщелачивания пород сульфатными термами [43].

Участок "Кипящая Речка". Расположен на абсолютной высоте 100-400 м. Здесь разгружаются ультракислые кипящие воды сульфатно-хлоридного состава (источники 9,10, Голубое озеро, 12 и 13) и горячие смешанные хлоридно-сульфатные воды с $pH < 4$ (источники 14-16). Пространственно участок приурочен к горсту. В пределах этого горста на низком гипсометрическом уровне (100-200 м) разгружаются источники нагретых углекислых вод (11, 17-20), типичных для краевых частей вулканогидротермальных систем или для зоны, оконтуриваемой восходящим потоком гидротермального флюида. Здесь же скважиной 3К вскрываются термальные субщелочные воды хлоридно-натриевого состава.

Итак, хлоридно-натриевые перегретые воды глубинного формирования, поднимаясь к поверхности, претерпевают изменения в химическом составе до сульфатных кальциевых и даже гидрокарбонатных натриевых вод. Важную роль при этом, кроме процессов смешения различных вод в приповерхностных условиях, играет дегазация и барботирование газов глубинного формирования, содержащих в своем составе H_2S (до 80%), CO_2 и N_2 (до 80%), H_2 (до 4%), CH_4 (до 5%) [14,43].

Методика аналитических работ и обработки геохимических данных. Золото в водах и литохимических пробах определялось в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН атомно-абсорбционным методом с предварительной экстракцией его нефтяными сульфидами и после-

Пчелкин В.И., Гальверсен В.Т., Тарануха В.И., Яблонский А.А., Ольховский С.М., Запорожцев А.А. Отчет о поисках термальных вод в центральной части о. Итуруп, в 4-х томах // Ю.-Сахалинск, 1986. Фонды ПГО "Сахалингео-логия".

Таблица 1. Характеристика термальных вод источников и скважин месторождения парогидротерм Океанское

№№ п/п	Наименование источников	Суммарный дебит, л/сек	Т°, С от-до	Ионный состав воды, pH, минерализация, г/л
Район Старозаводского поля				
1	Старозаводское поле	109.7	20–98	pH 2.59 M 1.05 SO ₄ 93 Cl 7 Ca 39 Mg 28 Na 14
2	Долина ручья Малого	21.2	16–50	pH 5.2 M 0.47 SO ₄ 97 Cl 3 (Na + K) 64 Ca 20 Mg 15 H 1
Бассейн реки Серной				
3	Запорожские	6.1	15.5–68	pH 6.85 M 0.39 HCO ₃ SO ₄ 21 Cl 8 NO ₂ 1 (Na + K) 41 Ca 33 Mg 25
4	Форельные	10.5	13–54	pH 6.95 M 4.67 Cl 59 HCO ₃ 41 (Na + K) 71 Mg 17 Ca 12
5	Глеевые	2.3	11–21.5	pH 7.8 M 0.18 Cl 88 HCO ₃ 10 SO ₄ 2 (Na + K) 75 Ca 19 Mg 6
6	Зейские	3.8	48–62	pH 6.45 M 1.48 Cl 88 HCO ₃ 10 SO ₄ 2 (Na + K) 75 Ca 19 Mg 6
7	Эндшипильные	2.9	27–69	pH 6.2 M 2.8 Cl 85 HCO ₃ 10 SO ₄ 5 (Na + K) 62 Ca 36 Mg 2
8	Гороховские	3.2	27.5–65	pH 6.64 M 1.48 Cl 80 HCO ₃ 16 SO ₄ 4 Ca 64 (Na + K) 32 Mg 4
Район Кипящей Речки				
9	Кипящие	4.25	37–98	pH 2.85 M 0.16 SO ₄ 58 Cl 40 HSO ₄ 2 H 61 Mg 24 Ca 12 NH ₄ 3
10	Гидросольфатарное поле	112.25	15–92	pH 4 M 1.04 Cl 90 HCO ₃ 6 SO ₄ 4 (Na + K) 73 Ca 12 Mg 11 NH ₄ 4
	Голубове озеро	45.0	80	pH 1.18 M 5.84 SO ₄ 55 Cl 45 H 50 Mg 38 Ca 8 (Na + K) 4
	Котел	22.0	90	pH 1.65 M 5.84 Cl 100 H 50 Mg 33 (Na + K) 13
11	Водопадные	1.17	12–55	pH 7.07 M 1.09 Cl 65 HCO ₃ 29 SO ₄ 6 (Na + K) 54 Ca 26 Mg 20
12	Нижние левые	1.40	18–84	pH 1.48 M 2.6 SO ₄ 66 Cl 34 H 67 Al 10 Na 10

Таблица 1. Окончание

№№ п/п	Наименование источников	Суммарный дебит, л/сек	T°, C от-до	Ионный состав воды, рН, минерализация, г/л
Район Кипящей Речки				
13	Устьевые	9.58	16–58	pH 2.85 M 1.78 SO ₄ 68 Cl 29 HSO ₄ 3 ----- (Na + K) 79 Mg 11 H 6 Ca 3 Fe ⁺² 1
14	Молочные	8.0	48	pH 3.8 M 0.86 Cl 91 SO ₄ 6 HCO ₃ 3 ----- (Na + K) 85 Ca 11 Mg 3 Fe ⁺² 1
15	Железные	16.0	22–34	pH < 4.0 M 0.86 Cl 91 HCO ₃ 4 SO ₄ 2 ----- (Na + K) 84 Ca 10 Mg 5 Fe ⁺² 1
16	Ржавые	1.5	19	pH < 4.0 M 0.13 Cl 67 HCO ₃ 25 SO ₄ 8 ----- (Na + K) 76 Ca 12 Mg 2
17	Дебютный	0.1	29.5	pH 6.9 M 0.139 HCO ₃ 75 Cl 18 SO ₄ 7 ----- (Na + K) 69 Ca 26 Mg 4 Fe 1
18	Террасовые	3.1	12–17	pH 7.62 M 0.84 Cl 69 HCO ₃ 29 SO ₄ 2 ----- (Na + K) 52 Mg 40 Ca 8
19	Нежданые	подтопленные рекой	20–72	pH 7.5 M 0.98 Cl 87 HCO ₃ 11 SO ₄ 2 ----- (Na + K) 79 Ca 15 Mg 6
20	Галкины	»	32–64	pH 6.9 M 1.6 Cl 72 HCO ₃ 24 SO ₄ 4 ----- (Na + K) 73 Mg 16 Ca 11
Скважины				
	7К	–	137	pH 6.1 M 0.55 SO ₄ 81 HCO ₃ 13 Cl 6 ----- (Na + K) 39 Ca 38 Mg 18
51		–	–	pH 7.46 M 6.14 Cl 98 SO ₄ 2 ----- Na 86 K 11 Ca 3
64		–	–	pH 7.16 M 7.02 Cl 98 SO ₄ 2 ----- Na 83 K 12 Ca 5
65		–	–	pH 7.25 M 6.61 Cl 98 SO ₄ 2 ----- Na 85 K 12 Ca 3
3К		–	145	pH 7.7 M 4.46 Cl 98 ----- Na 87 K 10

Примечание. Данные по скважинам 51, 64 и 65 приведены по Ю.А. Тарану и др. [43]; остальные данные - по В.И. Пчелкнуну и др. (ссылка на отчет приведена в тексте статьи).

Таблица 2. Пределы обнаружения элементов по применявшимся методикам анализа

Элементы	Предел обнаружения в воде, мкг/л	Предел обнаружения в породах, г/т
Ag	0.003	0.02
Pb	0.2	2
Zn	10.0	30
Cu	1.0	10
As	20.0	10
Ni	0.2	3
Co	0.2	6
Cr	0.5	10
Mn	10	10
Ti	1.0	1000
V	0.1	20
Mo	0.1	1
Sb	2.0	10
Sn	0.2	2
Bi	0.03	0.2
P	10.0	100

дующим определением в экстракте с помощью атомизатора HGA-74 на спектрометре "Перкин-Эльмер-503". Предел обнаружения метода с учетом концентрирования составляет 0.0002 мкг/л (г/т), ошибка (коэффициент вариации) на предельных концентрациях не превышает 16% [44].

Микроэлементы в водах определялись там же по методике коллективного соосаждения с гидроксидом алюминия, метод ТПИ [46, 32]. Анализ литохимических проб и концентратов водных проб производился приближенно-количественным спектральным методом способом просыпки на спектрометре ДФС-8 с применением установки АИ-3. Расшифровка спектров велась с помощью двойного спектропроектора. Определялось 16 элементов, пределы обнаружения которых приведены в табл. 2.

Определение содержания ртути в горных породах и почвах выполнено в Институте вулканологии ДВО РАН на атомно-флуоресцентном фотометре Меркурий 3М с пределом обнаружения $5 \times 10^{-7}\%$.

Обработка данных геохимической съемки по потокам рассеяния осуществлялась методом многомерных полей [8,9,23]. Метод предусматривает автоматизированное построение моноэлементных карт. Для получения моноэлементных карт использовалась модификация классического мето-

Таблица 3. Содержание микроэлементов в потоках рассеяния

Элементы	Илисто-песчаная фракция <1 мм г/т	Вода, мкг/л
Au	$\frac{0.000-0.003}{0.0003}$	$\frac{0.0007-0.08}{0.0079}$
Ag	$\frac{0.0-1.5}{0.15}$	$\frac{0.0-0.008}{0.0008}$
Pb	$\frac{2.0-1000}{9.4}$	$\frac{0.0-3}{0.4}$
Zn	$\frac{30.0-100}{55.0}$	$\frac{0.0-20}{8.18}$
Cu	$\frac{15.0-100}{48.0}$	$\frac{1.0-6.0}{2.5}$
As	$\frac{0.0-60}{6.0}$	$\frac{0.0-60}{14.5}$
Ni	$\frac{3.0-2.0}{7.5}$	$\frac{0.0-0.4}{0.01}$
Co	$\frac{6.0-20}{12.0}$	$\frac{0.0-0.6}{0.01}$
Cr	$\frac{10.0-60}{35.0}$	$\frac{0.0-0.4}{1.4}$
Mn	$\frac{100-400}{210}$	$\frac{10.0-500}{45}$
Ti	$\frac{1500-2000}{1900}$	$\frac{1.0-30.0}{6.5}$
V	$\frac{80-150}{105.0}$	$\frac{0.1-3.0}{0.7}$
Mo	$\frac{1.0-3}{2.2}$	$\frac{0.0-0.1}{0.02}$

Примечание. В числителе - разброс значений содержания микроэлементов, в знаменателе - среднее арифметическое значений. Аналитики: СЕ. Чернигова, А.А. Хлебникова, В.С. Кишечникова (Ин-т геохимии СО РАН, 1992 г.).

да сеток и алгоритма, что устраняет неоднородности данных опробования путем осреднения содержаний элементов в узлах сетки. На основе осредненных данных распределение элементов изображается в виде изоконцентрат.

Распределение Au, Ag и других рудных элементов в зоне гипергенеза месторождения парогидро-терм. Основное значение для распределения микроэлементов в зоне гипергенеза в условиях активной

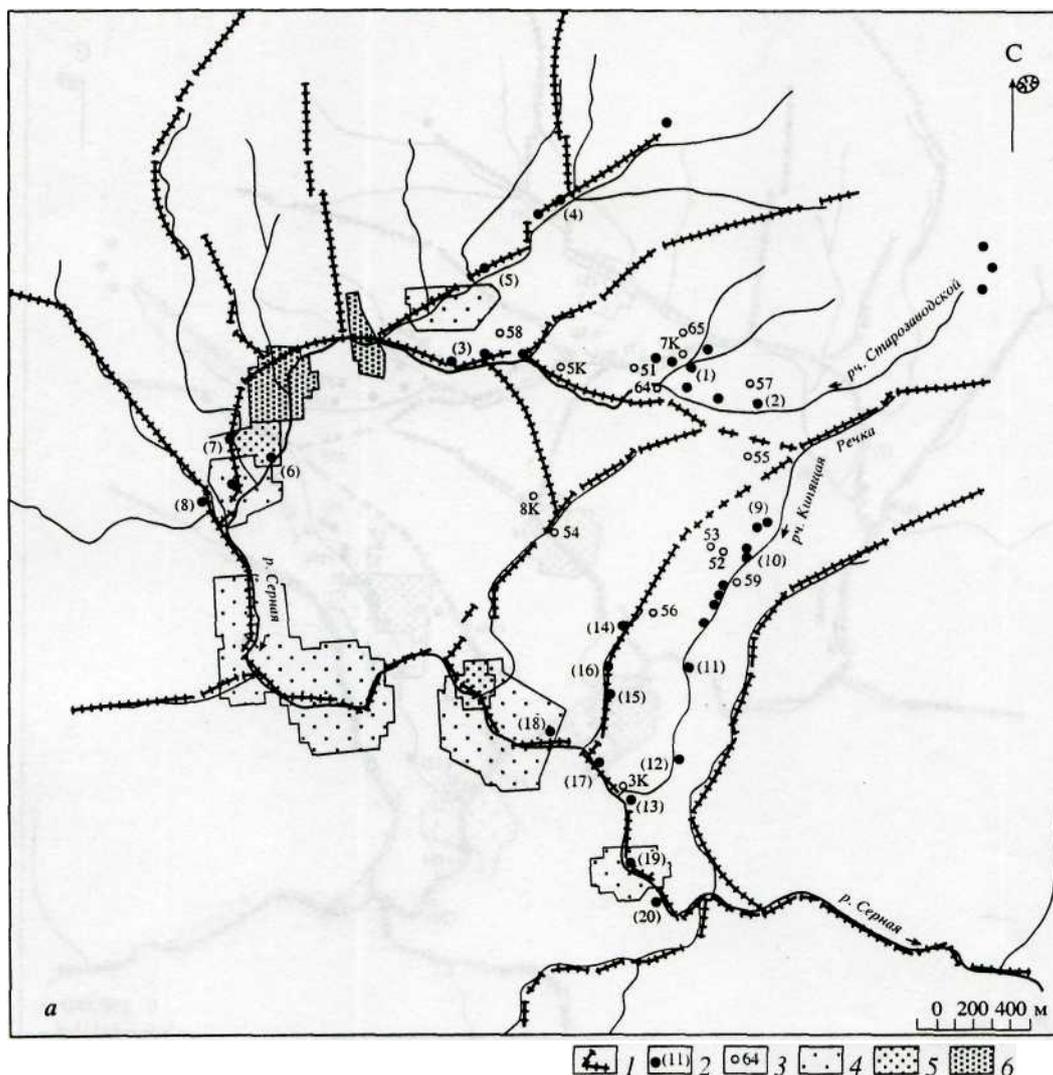


Рис. 3. Распределение золота в водных (о) и донных (б) потоках рассеяния в пределах геотермального месторождения Океанское: 1 - границы тектонических блоков; 2 - термальные источники и их номера (рис. 2 и табл. 1); 3 - разведочные скважины и их номера; 4 - геохимические аномалии с коэффициентом контрастности (КК) = 3-5; 5 - то же, КК = 5-10; 6 - то же, КК = 10-20.

вулканической деятельности имеет геохимический барьер зоны разгрузки гидротерм. Этот барьер весьма специфичен, что связано с характером макро- и микрокомпонентного состава и температурой разгружающихся гидротерм. О его существовании в пределах сольфатарных полей и участков разгрузки гидротерм свидетельствуют отложения самородной серы, а также опала, ге-тита, ярозита, барита, пирита, марказита и других минералов.

Ранее было известно, что максимальные содержания микрокомпонентов в термальных водах района месторождения достигают: Li - 670, Rb - 135, Ba - 169, Sr - 940, Mn - 3740 мкг/л [14]. Наибольшие концентрации Zn (240 мкг/л), Pb

(110 мкг/л) и Cu (145 мкг/л) установлены в Старо-заводских и Кипящих источниках и в воде Голубого озера. Авторами настоящей работы впервые получены данные по содержаниям золота и микроэлементов в водах и донных отложениях поверхностных водотоков района, в воде ряда скважин и термальных источников.

Содержания Аи в воде скважин 51, 64 и 65 составляют, соответственно, 0,04; 0,15 и 0,07 мкг/л. Здесь же отмечены повышенные количества As - до 60 мкг/л. Pb и Zn не обнаружены, а содержание Си составляет 2-3 мкг/л. Ag обнаружено в воде скв. 65 - 0,006 мкг/л. В воде источников "Кипящие" и "Голубое озеро" содержание Аи составляет 0,009 и 0,003 мкг/л; Zn - 10 и 15 мкг/л, Cu - 2 и

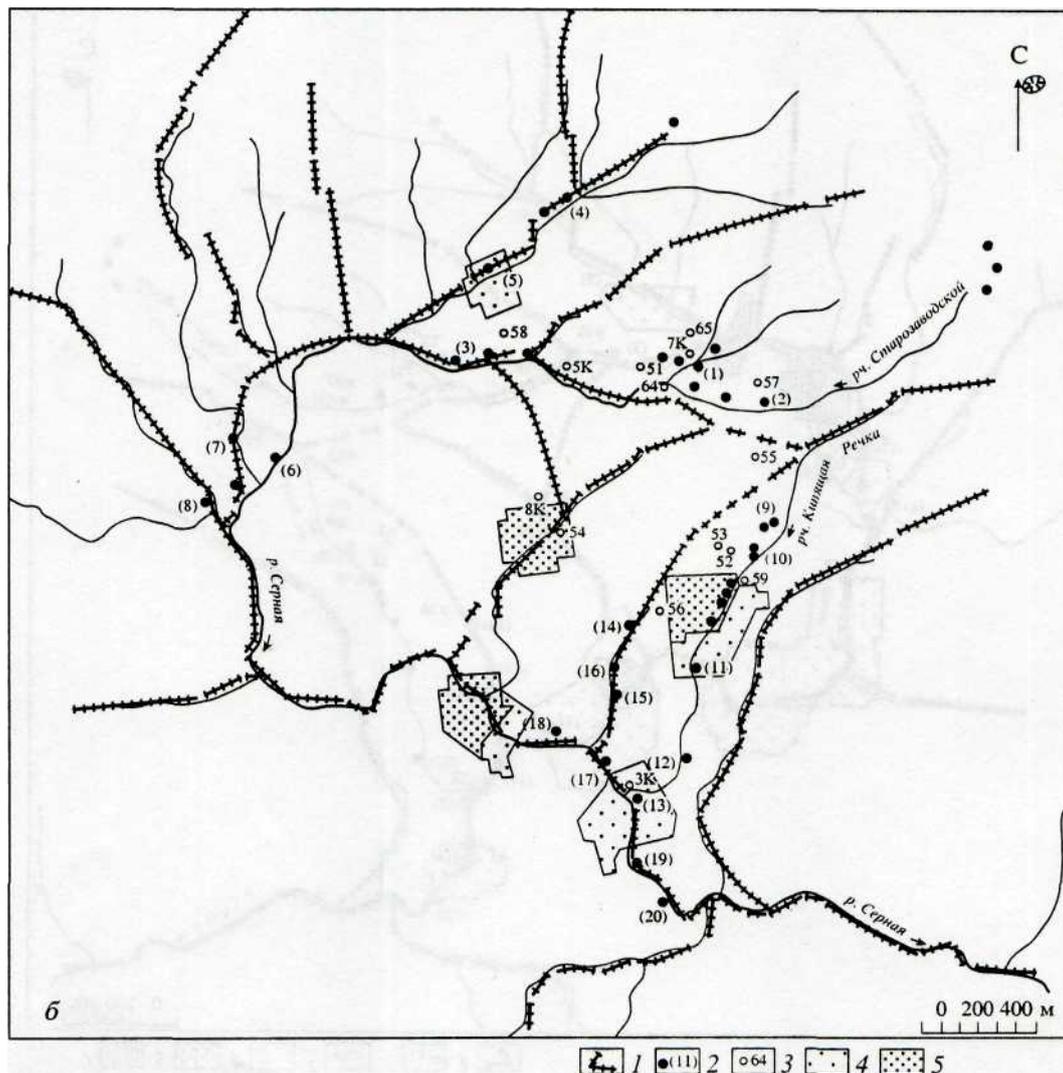


Рис. 3. Окончание.

1 мкг/л. В воде Голубого озера обнаружены также Pb и As: 3 и 50 мкг/л.

Опробование потоков рассеяния проведено на площади около 20 км². В ее пределах по водотокам через 500 м отобрано 33 пробы воды и донных отложений (илисто-песчаная фракция <1 мм); с шагом 100-200 м опробованы коренные горные породы в бортах долин водотоков. Материал проанализирован на Au, Ag, Pb, Zn, Cu, As, Ni, Co, Cr, Mn, Ti, V, Mo, Sb, Sn, Bi и P. Содержания микроэлементов представлены в табл. 3. В воде не обнаружены Sn, Bi, Sb, P; в донных отложениях не установлены Bi, Sb, P, содержания Sn не превышают 3 г/т. В статье рассматривается распределение в потоках рассеяния Au, Ag, As и Pb, в коренных породах — Hg.

Золото обнаружено во всех водных пробах потоков рассеяния. Максимальное его количест-

во - 0.08 мкг/л, минимальное - 0.0007 мкг/л. Аномалия Au с максимальной контрастностью (КК = 20)* при фоновом значении 0.004 мкг/л приурочена к западной границе тектономагматического поднятия (рис. 3а). Небольшие аномалии с КК = 5-10 расположены в среднем течении р.Серной, а аномалии с контрастностью 3-5 единиц имеют место на южной границе поднятия и в устье р. Кипящая Речка. Размещение аномальных участков обусловлено разгрузкой гидротерм в долину р. Серной. В донных отложениях водотоков бассейна р. Сер-

*КК - коэффициент контрастности: $КК = C_i/C_{\text{ф}}$, где C_i - содержание микроэлемента, $C_{\text{ф}}$ - фоновое содержание микроэлемента. Фоновое содержание определено как 50% накопленной частоты (Ломоносов и др., 1985). (Эти нарушения строгости представления материала в данном случае допустимы, поскольку не приводят к значимому смещению вычисленной величины фона и большим искажениям коэффициента контрастности.)

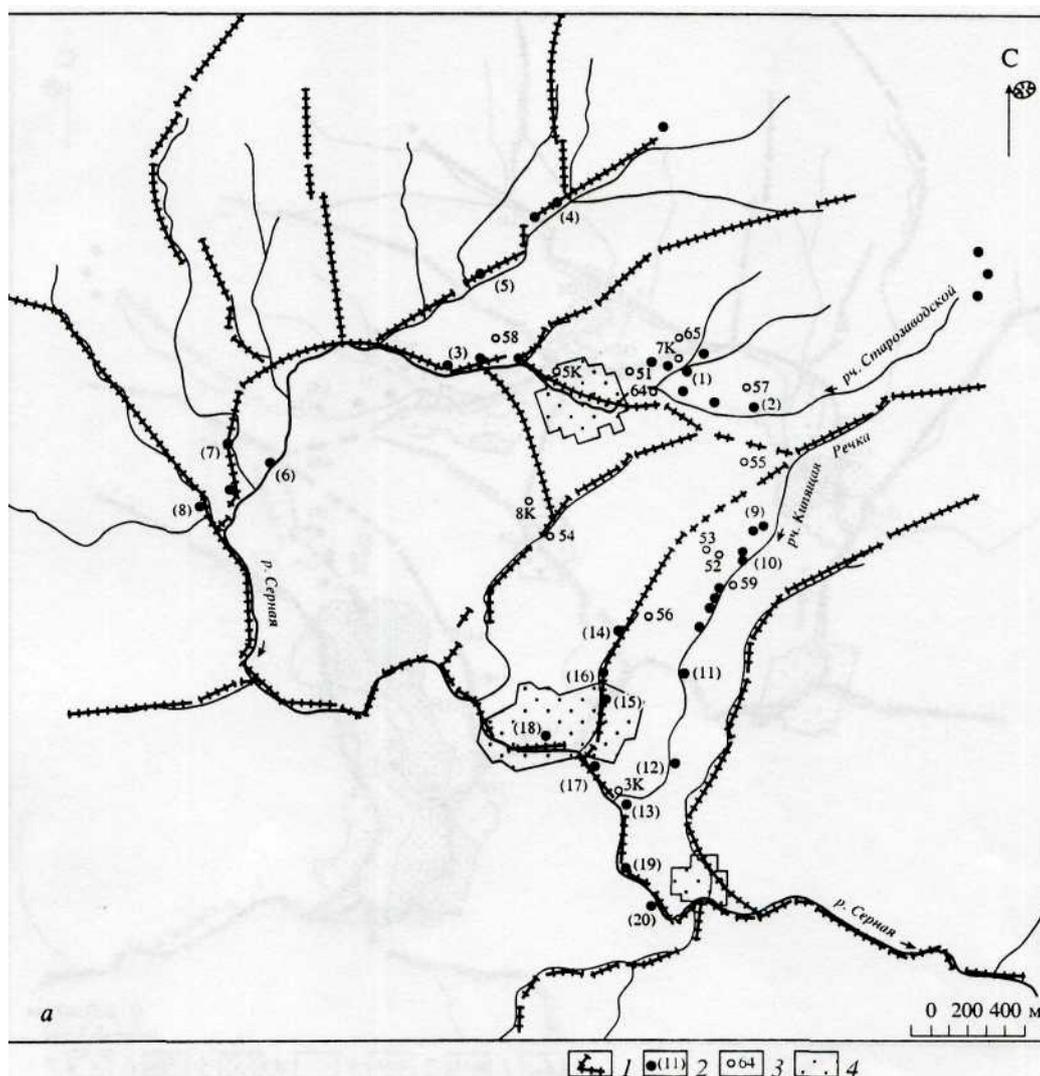


Рис. 4. Распределение серебра в водных (а) и донных (б) потоках рассеяния в пределах геотермального месторождения Океанское: 1-3 - см. рис. 3; 4 - КК = 3-5; 5 - 5-20; 6 - 20-50; 7 - 50-100.

ной золото в большинстве проб не улавливается современными методами, а его незначительные количества на уровне кларковых содержаний отмечены для верхнего течения реки и устья р. Кипящая Речка, а также на западной и южной границах относительно опущенного блока (рис. 3б). Фоновое содержание As для илисто-глинистой фракции составляет 0.0003 г/т.

Серебро в водных потоках рассеяния обнаружено только в 12% проб. Содержания элемента не превышают 0.006-0.008 мкг/л, а аномалии с контрастностью 3 (при фоне 0.003 мкг/л) отмечены на Старозаводском поле, на южных границах горста Кипящая Речка и относительно опущенного блока (рис. 4а). В донных отложениях бассейна р. Серной Ag присутствует повсеместно, содержания изменяются от 0.02 до 1.5 г/т.

Наиболее контрастная аномалия серебра ($КК = 100$ при фоновом значении 0.015 г/т) отмечена в пределах тектономагматического поднятия (рис. 4б). Аномалии с $КК = 10-50$ тяготеют к горстам Старозаводское поле и Кипящая Речка, а также к западной границе тектономагматического поднятия.

Мышьяк в поверхностных водах обнаружен в 40% проб. Его малоcontrastные аномалии ($КК = 3$ при фоновом содержании 25 мкг/л) приурочены к участку Кипящая Речка и верховью р. Серной (рис. 5а). В донных отложениях As встречается лишь в 20 % проб. Аномалии As в них с контрастностью от 3 до 12 приурочены к южным границам горста Кипящая Речка и относительно опущенного блока, а также к выходам источников

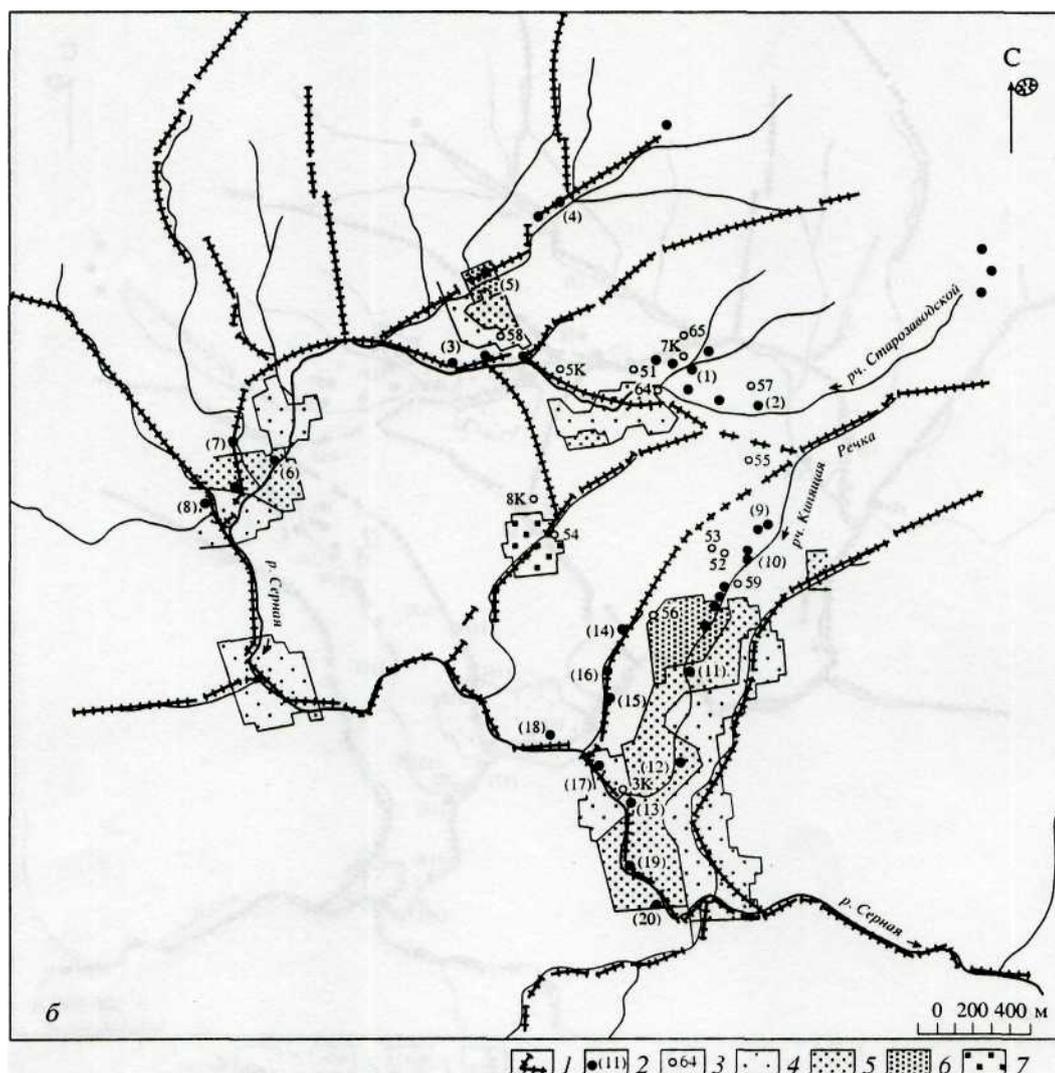


Рис. 4. Окончание.

Террасовые, Дебютный, Устьевые, Нежданные и Галкины (рис. 5б).

Свинец. Аномальный участок в поверхностных водах района геотермального месторождения (КК = 20, фон 0.15 мкг/л) тяготеет к горсту Кипящая Речка, где еще В.С. Знаменским и И.Б. Никитиной [14] в источниках Голубое озеро и Водопад-ные обнаружены повышенные содержания Рb. Аномалии более низкой контрастности (КК = 5) приурочены к Старозаводскому полю и среднему течению р. Серной (рис. 6а). В донных отложениях максимальные содержания Рb до 1 кг/т выявлены в пределах тектономагматического поднятия и образуют аномалию с контрастностью до 300 (фон 3 г/т). Небольшие аномалии меньшей контрастности (КК = 10-100) приурочены к участку Старозаводское поле и верховьям р. Кипящая Речка. Малоконтрастные анома-

лии Рb отмечены в среднем и верхнем течениях р. Серной (рис. 65).

Ртуть в горных породах (аргиллизированных разностях) образует поля высококонтрастных аномалий в пределах всего геотермального месторождения Океанское (рис. 7). Аномалии с максимальными содержаниями Hg на современной поверхности приурочены к тектонически наиболее активным структурам - горстам и, соответственно, к зонам разгрузки высокотемпературного гидротермального флюида. По данным наших предыдущих исследований ртутью обогащены не только приповерхностные аргиллизированные породы (до $1200 \times 10^{-6}\%$), но и пропилиты отдельных глубоких горизонтов (до $150 \times 10^{-6}\%$) геотермального месторождения Океанское [35].

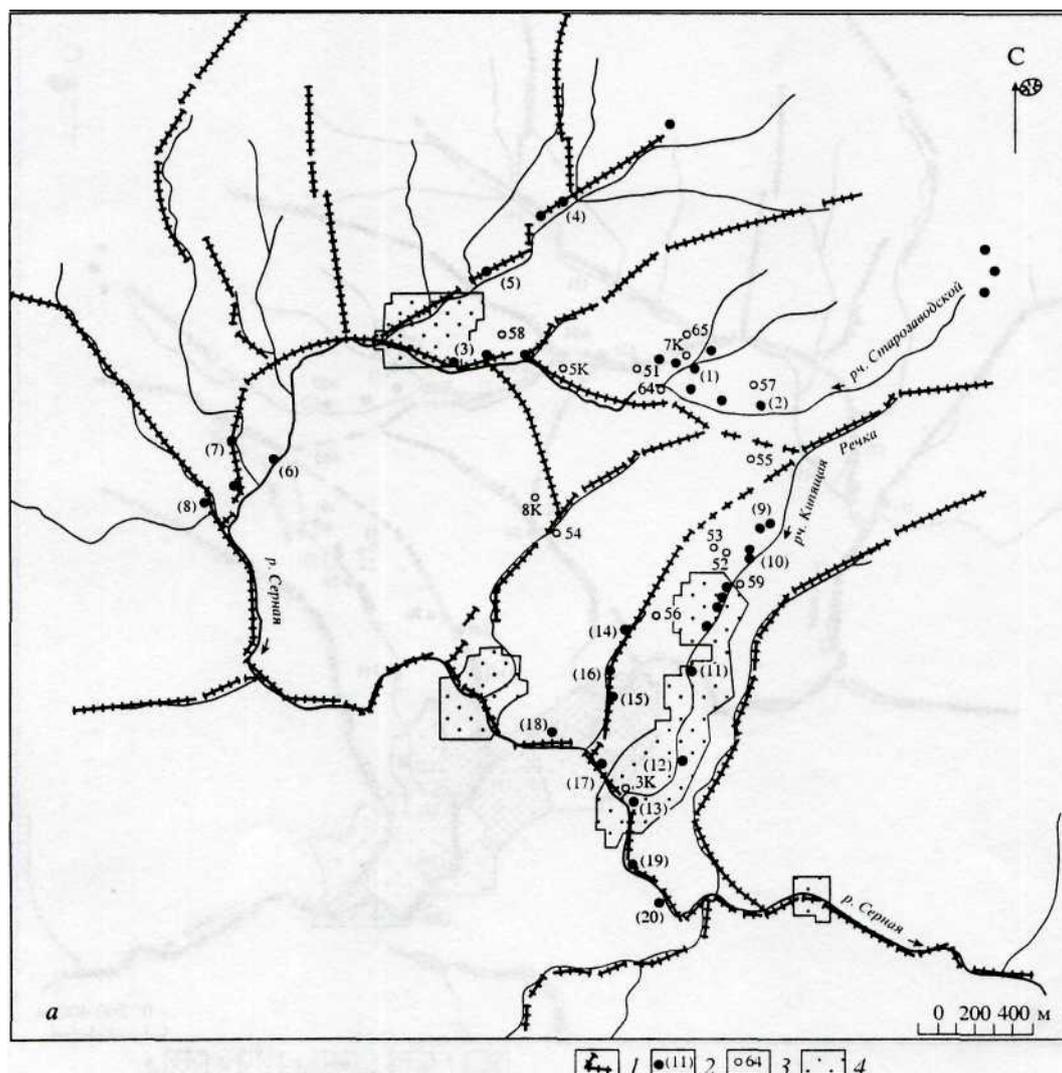


Рис. 5. Распределение мышьяка в водных (а) и донных (б) потоках рассеяния в пределах геотермального месторождения Океанское: 1-3 - см. рис. 3; 4 - КК = 3-5; 5 - 5-12.

Общий анализ распределения микроэлементов на площади бассейна р. Серной показывает, что размеры аномальных участков водных и литохимических потоков рассеяния невелики по протяженности и имеют источники обогащения, связанные с зонами тектонических нарушений и структурами горстов. Физико-химические условия формирования потоков рассеяния определяют формы миграции и отложения микроэлементов.

Формы нахождения, переноса и отложения Au, Ag, As и Pb. Физико-химические условия формирования природных вод района (температура, концентрации H_2 , H_2S , CO_2 , $HC1$; pH и другие параметры) определяют формы нахождения золота и его спутников в потоках рассеяния.

Золото. Существующие экспериментальные данные по растворимости Au в гидротермальных растворах при различных температурах (25-500°C) и давлении касаются, в основном, простых систем, где лигандообразующими комплексами выступают соединения C1 или S [1, 15, 16, 47, 49, 52, 53]. Так, хлоридные комплексы золота могут образовываться лишь в сильноокислительных средах ($Eh > 0.9 v$) при $pH < 1$ и, соответственно, повышенных концентрациях хлора, например, в фумаро-лах вулкана Эбеко, Северные Курильские острова [6]. По данным ряда авторов [5, 6, 18, 22, 40, 52] в средах с недоокисленными формами серы золото может образовывать весьма устойчивые тиосульфатные комплексы $Au(S_2O_3)_2^{3-}$. В кислой среде

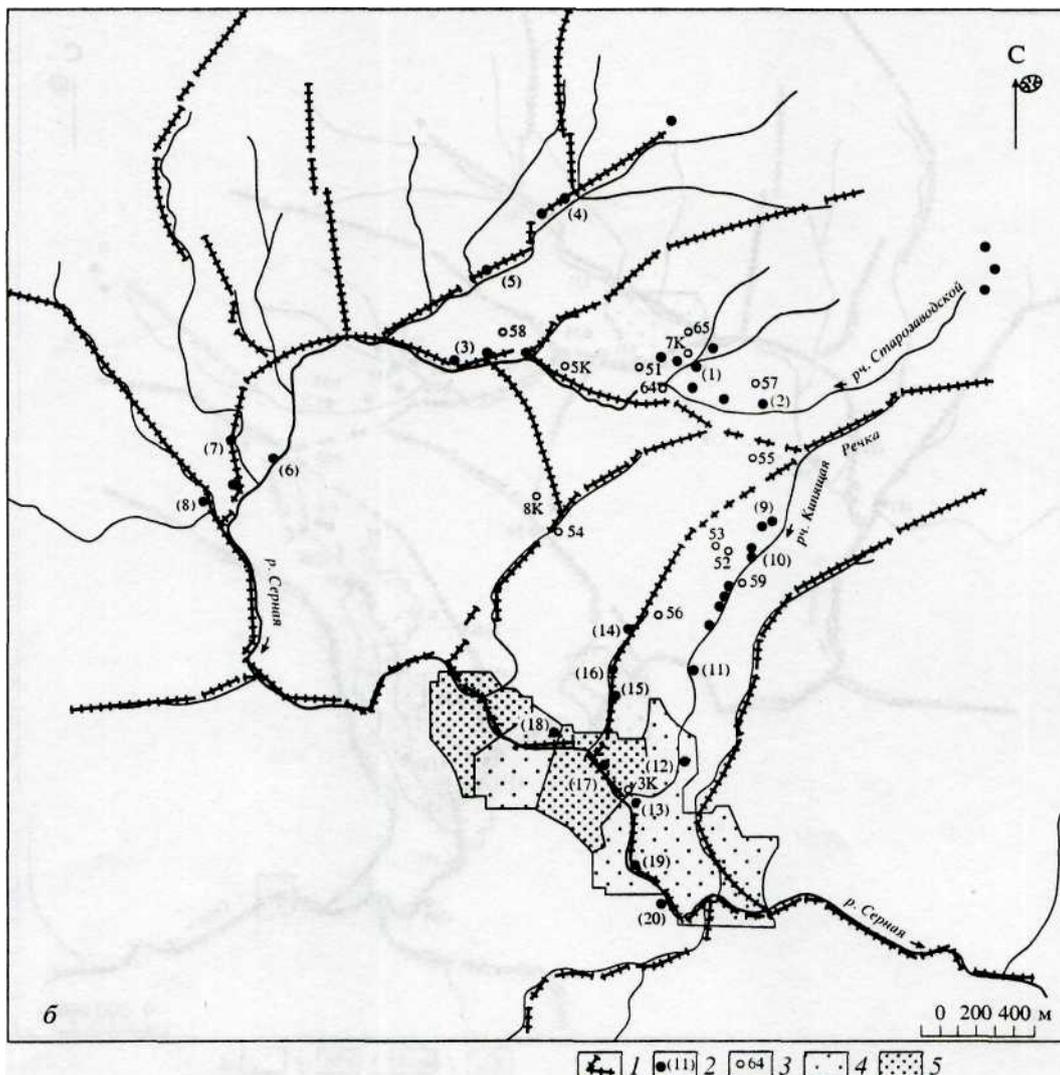
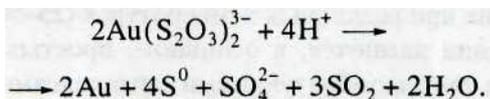


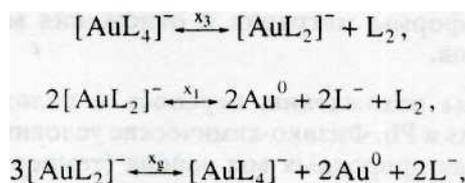
Рис. 5. Окончание.

(pH < 3.5) при пониженных температурах происходит их разложение [45]:



Как показало физико-химическое моделирование [19,29], в восстановительных условиях глубинных зон в гидротермальных растворах, содержащих сероводород, золото находится в сульфидных и гидросульфидных комплексах - $[\text{Au}(\text{H}_2\text{S})_2]^+$, $[\text{AuS}]$, $[\text{Au}(\text{HS})_0]$ с концентрацией до 10^{-3} моль/кг. При смене восстановительной обстановки на окислительную в экзогенных условиях происходит преобразование форм золота в гидроксил- и хлорсо-держачие комплексы - $[\text{AuCl}(\text{OH})]$, $[\text{AuOH}]^0$, $[\text{AuCl}_4]^-$ с концентрацией до 10^{-10} моль/кг. При не-

достатке кислорода доминируют реакции с минимальным его потреблением. В результате этого может отлагаться гипергенный пирит и элементарная сера, а в растворе преобладают политио-наты [30]. Кроме того, устойчивость комплексов золота в водных растворах контролируется реакциями распада и диспропорционирования его соединений [28]:



где x_1, x_3 - константы реакции распада; x_2 - константа реакции диспропорционирования; L - ка-

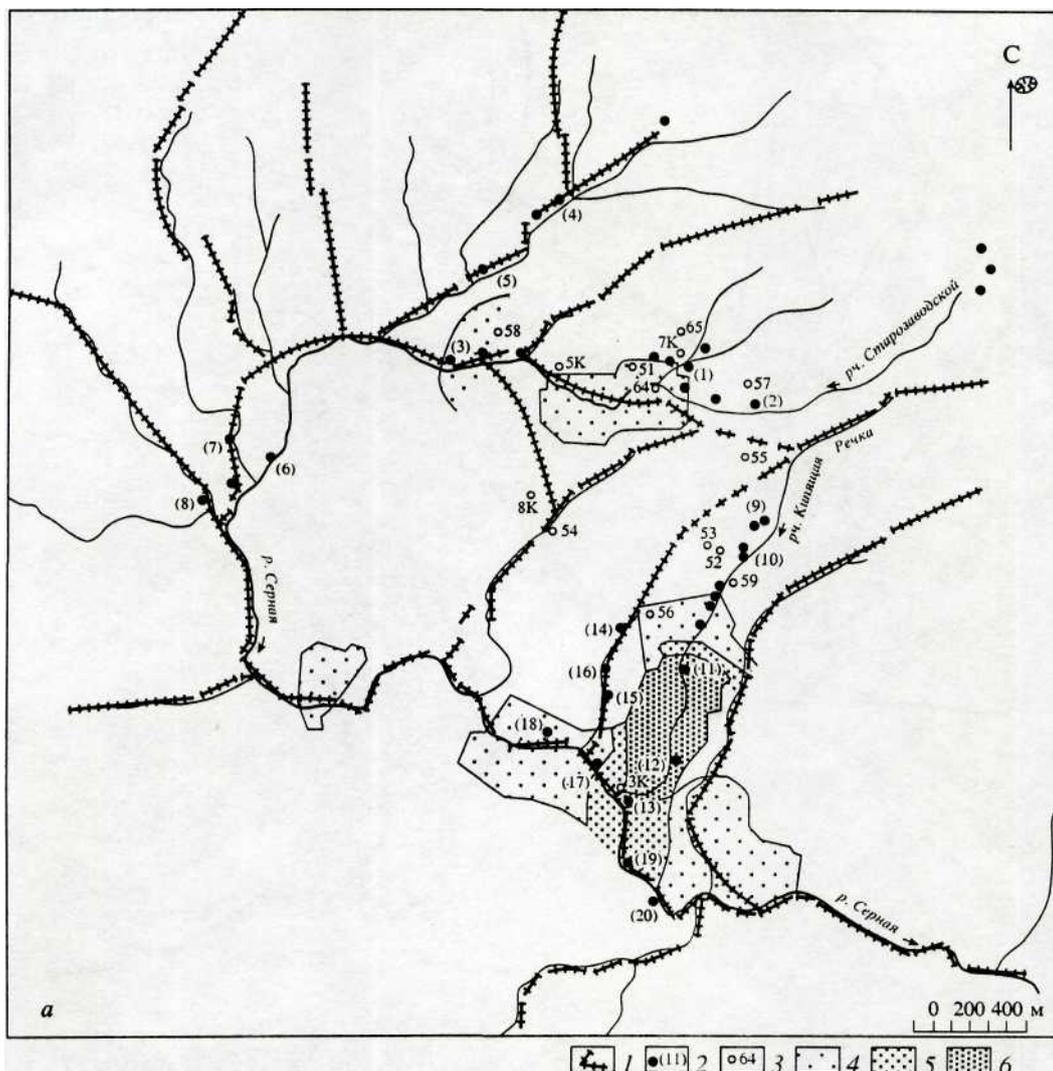
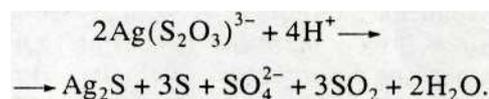


Рис. 6. Распределение свинца в водных (а) и донных (б) потоках рассеяния в пределах геотермального месторождения Океанское: 1-3 - см. рис. 3; 4 - КК = 5 (а) и 3-10 (б); 5-10 (а) и 10-30 (б); 6-20 (а) и 30-100 (б); 7- 100-300.

тионы, анионы. В результате диспропорционирования выделяются частицы As^0 . Способствует этому понижение температуры. Частицы As^0 сорбируются гидротермальными новообразованиями - гейзеритом и пиритом: содержания золота в них на многих термальных полях Камчатки и Курильских островов стабильно высокие и достигают 0.5-1.0 г/т.

Серебро. Серебро, как и золото, может образовывать растворимые тиосульфатные комплексы $Ag(S_2O_3)_2^{3-}$, но при наличии в водах небольших количеств галоидных анионов (Cl) и барботировании сероводорода образуются труднорастворимые соединения кераргирит ($AgCl$) и аргентит (Ag_2S). В сильноокислых водах тиосульфаты

серебра разрушаются с образованием Ag_2S [26] :



Мышьяк. В глубинных термальных водах мышьяк ведет себя как растворимый компонент, но в приповерхностных условиях его содержание в водах обеднено, что, вероятно, объясняется дестабилизацией его сульфидного растворимого комплекса, когда H_2S удаляется из раствора при его кипении [50, 51]. Так, содержания As в слабоокислых сульфатно-гидрокарбонатных водах (pH 6-6.7) не превышает нескольких микрограммов на литр. По расчетным данным, он мигрирует в этих водах

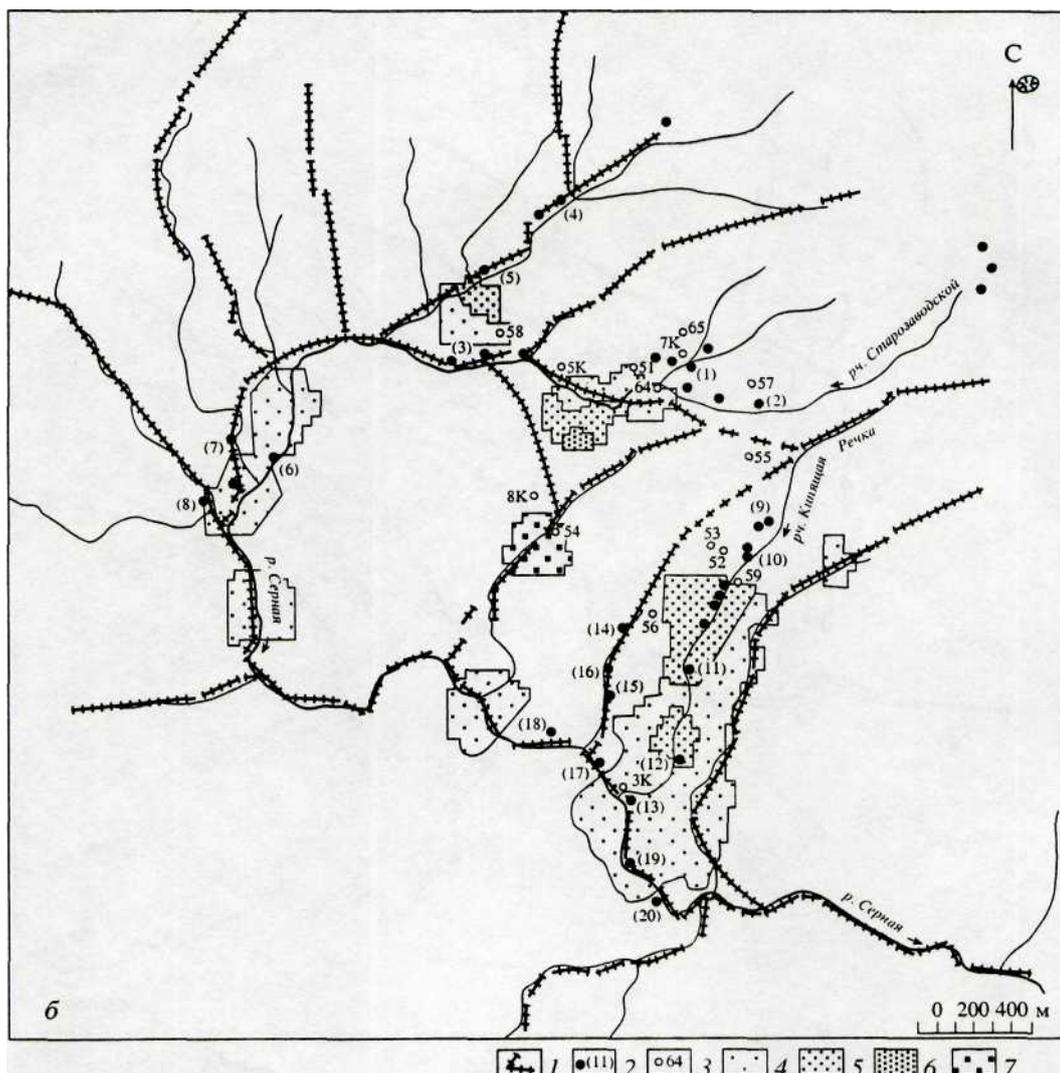


Рис. 6. Окончание.

преимущественно в виде AsO_4^{3-} . В кислых водах ($\text{pH} < 3.5$) мышьяк, по экспериментальным данным, находится в форме H_2AsO_4 и H_2AsO_3 и его содержания более высокие [5]. При разгрузке термальных вод в результате смешения с небольшим количеством H_2S происходит образование аурипигмента (As_2S_3):



Свинец. Свободные катионы Pb^{2+} , в зависимости от состава и концентрации в водах анионов (Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^-), образуют комплексные или труднорастворимые соединения: $\text{Pb}(\text{HCO}_3)^+$, $\text{Pb}(\text{SO}_4)^{2+}$, PbSO_4^0 , PbCl_2^0 , $\text{Pb}(\text{OH})_2^0$ [26]. PbCl_2 не-

значительно растворим в горячей воде, гидролизуясь, образует комплексные соединения PbCl^+ и

PbCl_3^- . Содержание свинца в водах в этом случае не превышает 10 мкг/л. При концентрациях сероводорода в водах более 50 мкг/л содержание свинца падает до нескольких микрограммов на литр.

Изложенные представления о формах миграции золота, серебра, мышьяка и свинца согласуются с картиной распределения рудных элементов в потоках рассеяния в пределах геотермального месторождения Океанское, а также в метасоматитах и в водах глубоких горизонтов гидротермальной системы.

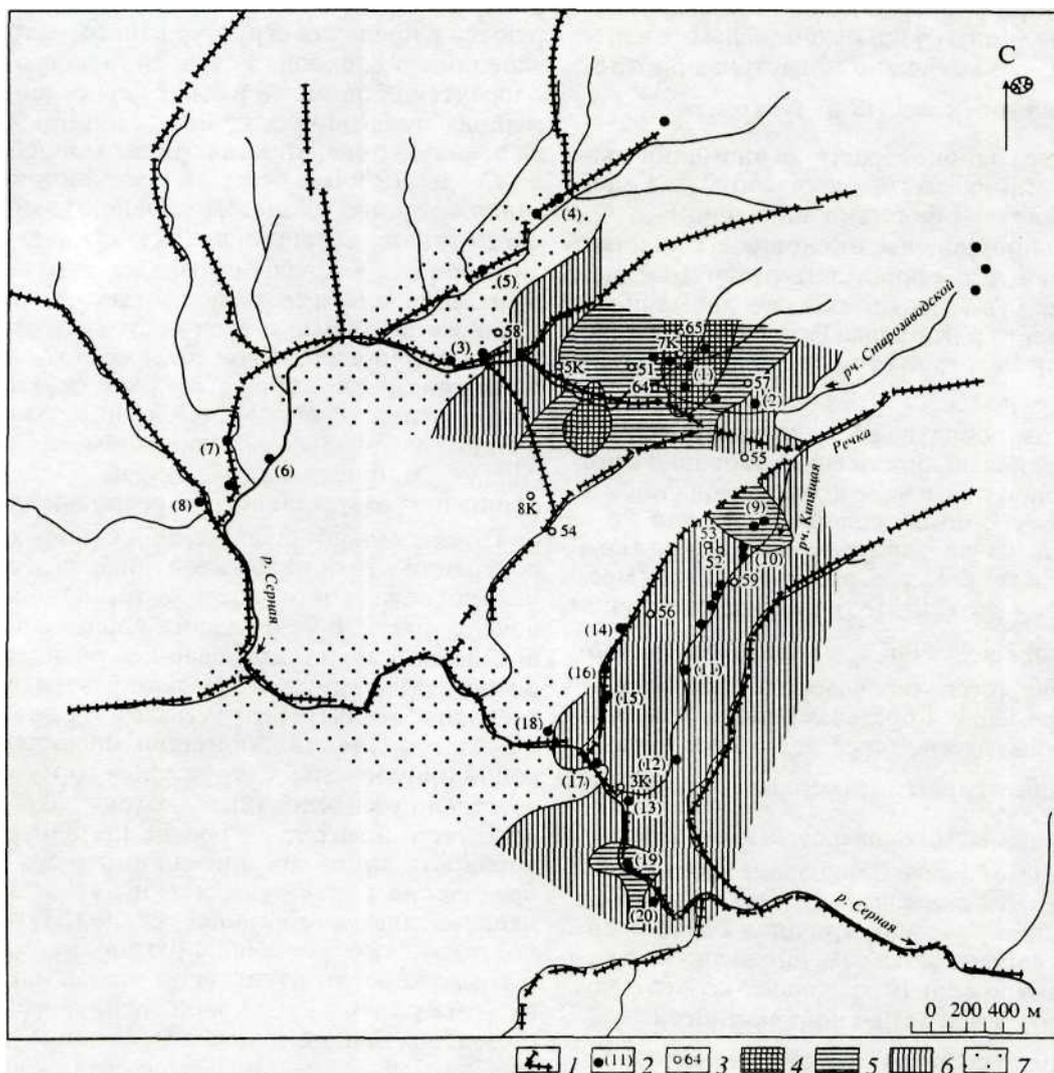


Рис. 7. Распределение ртути в коренных горных породах в пределах геотермального месторождения Океанское: 1-3 - см. рис. 3; 4 - КК = 300-400; 5 - 30-100; 6 - 5-30; 7 - 0.5-5.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Поведение рудных элементов в гидро- и лито-химических потоках рассеяния, взаимосвязь их аномальных концентраций с геологической структурой, возможные источники. К среднему течению р. Серной приурочен базовый уровень дренирования гидротермальных растворов. Именно здесь происходит основная разгрузка глубинных хлоридно-натриевых субщелочных терм. Гидрохимические аномалии Au, приуроченные к руслу р. Серной, обусловлены, вероятнее всего, гидро-кисл- и хлорсодержащими комплексами золота ($[AuCl(OH)]^-$, $[AuOH]^0$ и $[AuCl_4]^-$), образующимися согласно расчетным и экспериментальным данным, при разгрузке глубинных вод. Небольшие по величине и содержаниям Au аномалии в донных отложениях выявлены на участках Кипящая

Речка и восточной границе тектономагматического поднятия (см. рис. 3). Здесь, при резкой смене физико-химических условий при разгрузке ультракислых горячих терм формируется геохимический барьер с образованием водных отложений серы, барита, пирита, ярозита, опала, силика-геля, гетита, которые выступают в роли коллектора электронейтральных частиц золота [2, 41].

Наглядная картина формирования аномальных полей складывается по отношению к серебру. Более высокое его содержание (до 0.5 г/т) в донных отложениях участка Кипящая Речка по сравнению с другими участками позволяет определенно говорить, учитывая условия их формирования ($pH < 4$; наличие Cl^- и барботирование H_2S), об образовании таких нерастворимых соединений как кераргирит ($AgCl$) и аргентит (Ag_2S). Слабые

аномалии серебра в поверхностных водах приурочены к участкам разгрузки слабокислых и нейтральных терм, где возможно существование тиосульфатного комплекса $\text{Ag}(\text{S}_2\text{O}_3)_2^{3-}$ (рис. 4).

Выявленные слабоконтрастные аномалии мышьяка в водах (до 60 мкг/л), согласно Г.А. Голевой [5], обусловлены формами миграции H_2AsO_4 и H_2AsO_3 . Они приурочены, в основном, к участку Кипящая Речка, где происходит разгрузка кислых терм (рис. 5). Цитохимические аномалии в приустьевой части р. Кипящая Речка образованы, по-видимому, вследствие отложения аурипигмент-а - As_2S_3 .

Большое разнообразие анионов в гидротермах района создает возможность существования многих форм свинца, как в виде комплексов, так и в виде труднорастворимых солей. Аномалии Pb в поверхностных водах приурочены к участкам разгрузки кислых терм, где, вероятно, имеет место образование в результате гидролиза комплексных соединений PbCl^+ и PbCl_3^- с невысокой растворимостью. Присутствие сероводорода способствует этому. Одновременно в пределах данных участков формируются литохимические аномалии, образованные труднорастворимыми соединениями PbSO_4^0 и $\text{Pb}(\text{OH})_2^0$, более высококонтрастные, чем гидротермические (рис. 6). Ранее С.Ф. Главатских в гидротермальных новообразованиях из стенок грифона "Голубое озеро" в районе р. Кипящая Речка идентифицирован галенит. В целом, аномалии Pb в водах и донных отложениях совпадают по местоположению, но отличаются по контрастности.

Особый интерес представляет аномалия Au, Ag и Pb в донных отложениях, локализованная на границе тектономагматического поднятия и относительно опущенного блока (рис. 3б, 4б и 6б). Для нее характерны максимальные контрастности золота (КК = 5-11), серебра (КК = 50-100) и свинца (КК = 100-300). Ручей, дренирующий эту площадь, размывает скопления гейзерита мощностью около 10 см. В русле отмечена разгрузка теплых гидротермальных растворов. Это позволяет сделать вывод о существовании здесь геохимического барьера для силикагеля, что привело к образованию гейзерита. Гейзерит, в свою очередь, является коллектором для нерастворимых и дисперсных частиц Au^0 , AgCl^0 , PbCl_2^0 , $\text{Pb}(\text{OH})_2^0$, PbSO_4^0 .

В целом, аномалии распределения Au, Ag, As и Pb в зоне гипергенеза геотермального месторождения Океанское имеют четкую структурную приуроченность. Гидрохимические аномалии рудных элементов тяготеют к базовому уровню разгрузки гидротермальных растворов - среднему течению

р. Серной. Литохимические аномалии концентрируются в пределах структур горстов Старозаводское поле и Кипящая Речка, либо на границах геологических блоков и в зонах пересечения современных тектонических нарушений, выводящих на дневную поверхность горячие минерализованные воды. Донные осадки в местах концентрирования рудного вещества представляют собой смесь тонких частиц опала, алуниита, ярозита, ге-тита, пирита и других сульфидов, что соответствует минералогическому составу разрушаемых водными потоками в этих местах коренных горных пород (аргиллизиты зоны кислотного выщелачивания). Эти породы, а также гейзериты, обладают высокой сорбционной емкостью по отношению к рудным соединениям и образуют "шапку" мощностью 50-225 м на большей части площади геотермального месторождения.

Показательно распределение аномалий концентрации ртути на дневной поверхности геотермального месторождения в горных породах и почвах (рис. 2 и 7). В целом, горные породы (их интенсивно аргиллизированные разности) и слабо развитые почвы (состоящие из одного-двух горизонтов) содержат ртуть на 1-3 порядка выше фоновых значений. Аномалии высоких концентраций приурочены к структурам горстов и, соответственно, к восходящему потоку гидротермального теплоносителя. Уровень концентраций Hg, дробность аномалий и неоднородность поля распределения ртути существенно повышаются по направлению к вершине вулкана. Эти данные подтверждают сделанный нами ранее [35] вывод о возможности интенсивной дегазации ртути из недр высокотемпературной гидротермальной системы, находящейся на прогрессивном (гидротермально-магматическом) этапе развития.

Таким образом, аномалии распределения рудных элементов в зоне гипергенеза геотермального месторождения связаны с разгрузкой высокотемпературных глубинных вод, по-видимому, представляющих в близповерхностные горизонты эти химические элементы. Исходя из этих данных, а также анализа распределения рудных минералов и самородных металлов в глубоких разрезах гидротермально-магматических систем Камчатки и Курильских островов [2,35-37], мы полагаем, что на ранних этапах формирования гидротермальных систем источником рудных элементов для субповерхностных горизонтов может служить периферический магматический очаг и связанные с ним субинтрузивные тела диорит-габброди-оритового состава. Большое значение в переносе металлов от магматического очага к дневной поверхности, по-видимому, имеют хлоридные комплексы [25]. Всестороннее изучение гидротермально-магматической системы Баранского и полученные данные о распределении гидротермальных минералов, измеренных в скважинах температу-

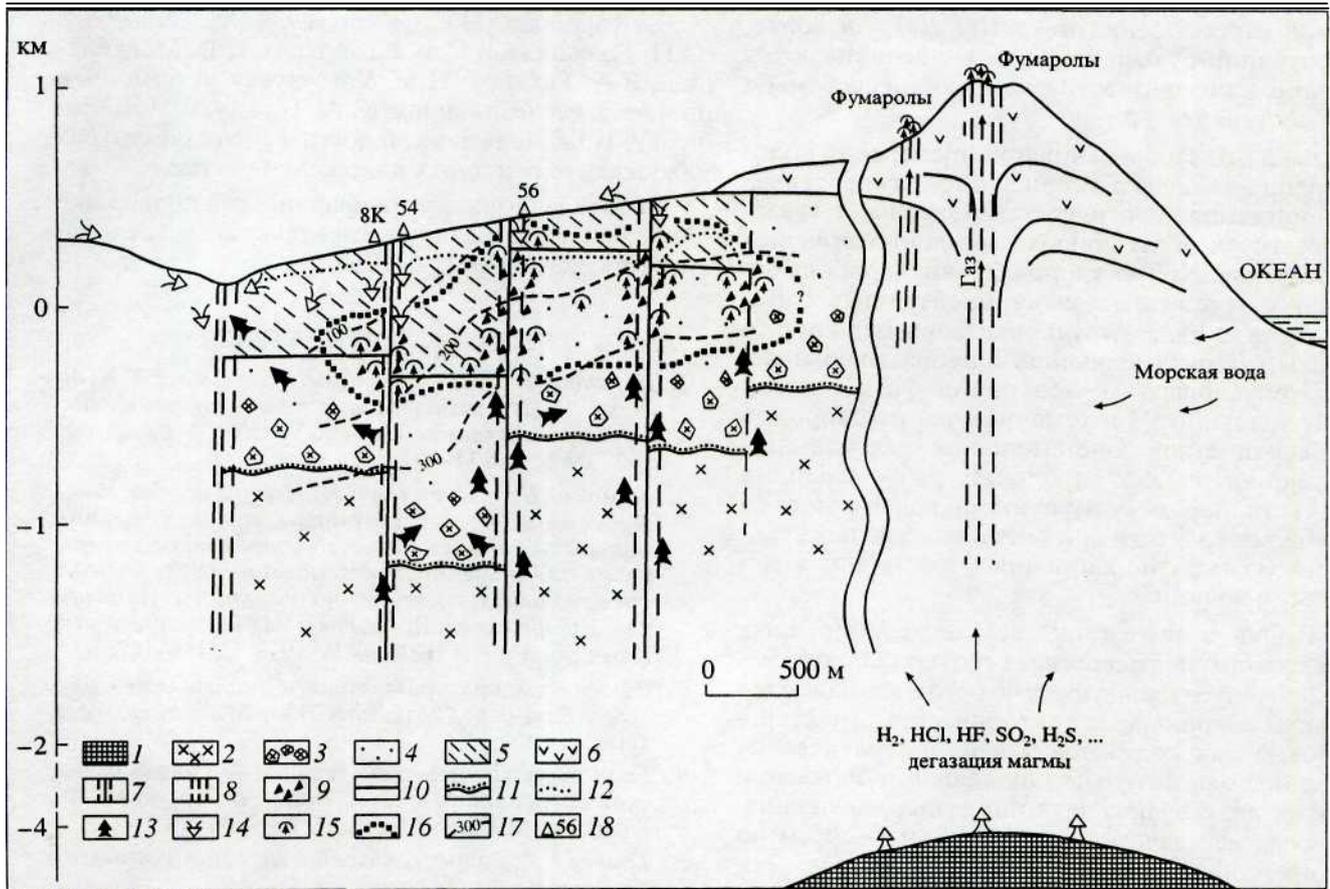


Рис. . Геолого-геохимическая модель современной высокотемпературной гидротермальной системы Баранского, приуроченной к одноименному андезитовому вулкану Курильской островной дуги: 1 — верхняя кромка периферического магматического очага; 2 - диориты-габбродиориты; 3 - интрузивные туфы (автомагматические или интрузивные брекчии), слагающие экзоконтактные зоны диоритов-габбродиоритов; 4 - отложения парусной свиты; 5 - отложения лебединской свиты; 6 - четвертичные лавы андезитов; 7 - тектонические нарушения, установленные; 8 - то же, предполагаемые; 9 - гидротермальные брекчии; 10 - литологические границы; 11 - интрузивные границы; 12 - нижняя граница распространения аргиллизитов зоны кислотного выщелачивания; 13 - восходящий поток глубинных субщелочных хлоридно-натриевых гидротермальных растворов; 14 - нисходящий поток метеорных вод и кислых сульфатных гидротермальных растворов; 15 - пародоминирующие зоны; 16 - область смешения хлоридно-натриевых и сульфатных терм, интенсивного кипения растворов и формирования рудной минерализации; 17 - изотермы по данным каротажа скважин; 18 - положение разведочных скважин на дневной поверхности и их номера.

рах гидротермального флюида и других параметрах геотермального месторождения Океанское дают возможность предложить геолого-геохимическую модель формирования месторождения и рудной минерализации (рис. 8). В области интенсивного смешения приповерхностных кислых и глубинных субщелочных вод на границах пародо-минирующих зон в кварц-адуляровых метасома-титах и кварц-эпидозитах, а также частично в ар-гиллизированных пропилитах, откладываются рудные минералы: сульфиды, теллуриды, самородные золото, серебро, медь и др. По-видимому, в верхней части выделенной области формируется минерализация типа "high sulfidation" (под влиянием серы с высокой валентностью), в нижней части и за ее пределами - "low sulfidation" (основная роль серы с низкой валентностью - термино-

логия по [48]). На глубинах более 1 км в прикон-тактовых зонах субинтрузий при температурах $>400-500^{\circ}C$, вероятно, зарождается рудная минерализация типа медно-порфировой. На это указывают и наши данные по изучению распределения самородных металлов и интерметаллических соединений в глубоких разрезах (до 2500 м) вул-кано-гидротермальных систем [39]. На поздних этапах эволюции гидротермальной системы, наряду с привнесом определенного количества рудных элементов из глубоких горизонтов, в основном (?) происходит перераспределение рудных элементов на термодинамических и структурных барьерах, например, на границах крупных паро-доминирующих зон. Мощность рудных геохимических барьеров, формирующихся в процессе длительной эволюции современной гидротер-

мальной системы, достигает 100-200 м и более, концентрации рудных элементов увеличиваются от ранних к поздним этапам эволюции системы и могут составлять п г/т.

Выводы. 1. Повышенные концентрации золота, серебра, мышьяка и свинца в зоне гипергенеза месторождения парогидротерм Океанское связаны с разгрузкой глубинных хлоридно-натриевых гидротермальных растворов. Концентрирование в донных отложениях электронейтральных частиц золота, а также труднорастворимых хлор- и серосодержащих соединений серебра, мышьяка и свинца обусловлено изменениями физико-химических условий (рН и температуры растворов) в приповерхностной зоне смешения субщелочных хлоридно-натриевых глубинных вод с кислыми нагретыми паром сульфатными водами или на дневной поверхности при смешении кислых сульфатных (сульфатно-хлоридных) растворов с метеорными водами.

2. Гидро- и литохимические аномалии рудных элементов в зоне гипергенеза геотермального месторождения локализуются в пределах наиболее активных современных тектонических структур - горстов, зонах контактов тектономагматических поднятий с относительно опущенными блоками и участках пересечения тектонических нарушений, открытых на значительную (более 1.5-2.0 км по геолого-геофизическим данным) глубину.

Эти структуры выводят на дневную поверхность или в приповерхностные зоны глубинный гидротермальный флюид.

Таким образом, гидро- и литохимические аномалии рудных элементов в зоне гипергенеза геотермального месторождения являются индикаторами наиболее проницаемых тектонических структур, контролирующей восходящий высокотемпературный глубинный гидротермальный флюид.

3. Источником рудных элементов для гидротермальных растворов в гидротермально-магматической системе (высокотемпературной гидротермальной системе прогрессивного этапа развития) может служить неглубоко залегающий периферический магматический очаг (предполагаемый по геофизическим данным на глубине 3-5 км) или связанные с ним остывающие интрузии диоритового-габбродиоритового состава, кровля которых установлена на глубинах 800-1500 м от дневной поверхности. Область интенсивного смешения приповерхностных кислых сульфатных и глубинных субщелочных хлоридно-натриевых вод и их кипения контролирует развитие рудной минерализации типа "high sulfidation" (высокосерной) и "low sulfidation" (низкосерной) на глубинах до 1 км и, вероятно, более.

Авторы глубоко признательны В.И. Белоусову и СИ. Набоко за поддержку направления работ; В.И. Пчелкину, И.Г. Завадскому, С.В. Кореневой,

А.Д. Коробову, Н.С. Жатнуеву, В.М. Ладыгину, О.П. Гончаренко, С.Ф. Главатских, С.В. Москалевой, Я.А. Рихтеру, Н.М. Ульзутуеву за помощь в полевых исследованиях; Ю.А. Тарану, В.И. Белоусову, И.Ф. Делемену и другим специалистам за обсуждение основных положений статьи.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 00-05-64175а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баранова Н.Н., Барсуков В.Л., Дарьина Т.Г., Баных Л.Н. О взаимодействии золота с водными щелочными растворами при 25 и 250°C // Геохимия. 1977. № 6. С. 874-877.
2. Белоусов В.И., Рычагов С.Н., Фазлуллин С.М. и др. Кремнезем в высокотемпературных гидротермальных системах областей современного вулканизма // Минералорудообразование в вулcano-гидротермальных системах островных дуг (Камчатка - Курильские и Японские о-ва). Петропавловск-Камчатский: ИВ ДВО РАН, 1998. С. 158-163.
3. Высокотемпературные гидротермальные резервуары / Под ред. Сугрובה В.М. М: Наука, 1991. 160 с.
4. Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы / Под ред. Сергеева К.Ф., Красного М.Л. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. 36 л.
5. Голева Г.А. Гидрогеохимические поиски скрытого оруденения. М.: Недра, 1968. 292 с.
6. Голева Г.А. Гидрогеохимия рудных элементов. М.: Недра, 1977. 216 с.
7. Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 288 с.
8. Евдокимова В.Н. Автоматизированная система обработки геолого-геохимической информации методом многомерных полей // Геохимические методы поисков рудных месторождений в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1978. С. 3-25.
9. Евдокимова В.Н., Китаев Н.А. Обработка данных геохимических съемок на основе анализа рудных полей // Геохимические поиски рудных месторождений в Сибири и на Дальнем Востоке по вторичным ореолам рассеяния. Иркутск: 1973. С. 202-225.
10. Жатнуев Н.С., Рычагов С.Н., Королева Г.П. Пародоминирующая система Верхнего термального поля Паужетского месторождения (Южная Камчатка) // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311. № 1. С. 175-178.
11. Злобин Т.К. Строение литосферы в районе о-ва Итуруп по сейсмическим данным // Тихоокеанская геология. 1989. № 3. С. 33-41.
12. Злобин Т.К., Знаменский В.С. Геология и глубинное строение геотермального района (о-в Итуруп) // Геология рудных месторождений. 1991. № 4. С. 3-15.
13. Знаменский В.С. Гидротермально измененные породы Мутновского (Камчатка) и Кипящего (о-в Итуруп) геотермальных месторождений // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. №5. С. 110-123.

14. Знаменский В.С., Никитина И.Б. Гидротермы центральной части острова Итуруп (Курильские острова) // Вулканология и сейсмология. 1985. № 5. С. 44-65.
15. Зотов А.В., Баранова Н.Н., Банных Л.Н. Растворимость сульфидов золота Au_2S и $AuAgS$ в сероводородосодержащих растворах при 25-80°C и давлении 1-500 бар // Геохимия. 1996. № 3. С. 242-247.
16. Зотов А.В., Баранова Н.Н., Дарьина Т.Г., Банных Л.Н. Экспериментальное исследование комплексообразования золота (I) в системе $KCl - HCl - H_2O$ при 450°C и 500 атм. // Геохимия. 1989. №4. С. 541-551.
17. Иванов В.В. О происхождении и классификации современных гидротерм // Геохимия. 1960. № 5. С. 443-451.
18. Каковский И.А. Критерии гидрометаллургии благородных металлов // Изв. АН СССР. 1957. № 7. С. 58-64.
19. Королева Г.П., Ломоносов И.С., Карпов И.К. Физико-химическая модель гидрогенного концентрирования золота в зоне гипергенеза // Докл. АН СССР. 1984. Т. 278. № 3. С. 732-734.
20. Королева Г.П., Ломоносов И.С., Рычагов С.Н., Степанов И.И. Рудные элементы в зоне гипергенеза за месторождения Океанское (о-в Итуруп) // Материалы IV Объединенного Международного симпозиума по проблемам прикладной геохимии, посвященного памяти академика Л.В.Таусона. Иркутск. 1994. С. 186-187.
21. Ладыгин В.М., Рычагов С.Н. Гидротермальная система вулкана Баранского, о-в Итуруп: блоковая структура и интенсивность гидротермально-метасоматического перерождения пород по петрофизическим данным // Вулканология и сейсмология. 1995. № 5. С. 28-44.
22. Летников Ф.А. Изобарные потенциалы образования минералов (химическое родство) и применение их в геохимии. М.: Недра, 1965. 115 с.
23. Ломоносов И.С., Евдокимова В.Н., Королева Г.П. и др. Значение новых методов обработки геохимических данных с машинным построением карт на ЭВМ // Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск: Наука, 1982. С. 97-104.
24. Ломоносов И.С., Королева Г.П., Стефанов Ю.М. Теория и практика геохимических методов поисков в областях новейшего вулканизма // Современные проблемы теоретической и прикладной геохимии. Новосибирск: Наука, 1987. С. 182-190.
25. Маракушев А.А., Сук Н.И., Новиков М.П. Хлоридная экстракция рудогенных металлов и проблема их миграции из магматических очагов // Докл. РАН. 1997. Т. 352. № 1. С. 83-86.
26. Михайленко Я.И. Курс общей и неорганической химии. М.: Наука, 1966. 446 с.
27. Набоко С.И., Главатских С.Ф. Золото и серебро в вулканогенном флюидном режиме // Вулканология и сейсмология. 1996. № 6. С. 3-19.
28. Паддефет Р. Химия золота. М.: Мир, 1982. 259 с.
29. Пампура В.Д., Хлебникова А.А. Условия концентрирования золота в гидротермальных системах областей современного вулканизма // Современные проблемы теоретической и прикладной геохимии. Новосибирск: Наука, 1987. С. 101-110.
30. Плюснин А.М., Гунин В.И., Беломестнова Н.В., Миронов А.П. Экспериментальное и математическое моделирование окисления сульфидов // Российский фонд фундаментальных исследований в Сибирском регионе (земная кора и мантия). Иркутск. 1995. Т. 2. С. 96-97.
31. Пчелкин В.И. К методике поисков термальных вод в районах современного вулканизма (на примере центральной части о-ва Итуруп) // Всесоюзное совещание по подземным водам Востока СССР. Иркутск-Ю. Сахалинск, 1988. С. 57-58.
32. Резников А.А., Муликовская Е.П., Соколов И.Ю. Методы анализа природных вод. М.: Недра, 1970. 488 с.
33. Рычагов С.Н. Брекчиевая структура геологической среды. Петропавловск-Камчатский, 1989. 62 с. Деп. в ВИНТИ 04.04.89. № 2138-B89.
34. Рычагов С.Н. Гидротермальная система вулкана Баранского, о-в Итуруп: модель геологической структуры // Вулканология и сейсмология. 1993. № 2. С. 59-74.
35. Рычагов С.Н., Степанов И.И. Гидротермальная система вулкана Баранского, о-в Итуруп: особенности поведения ртути в недрах // Вулканология и сейсмология. 1994. № 2. С. 41-52.
36. Рычагов С.Н., Главатских С.Ф., Сандимирова Е.И. Рудные и силикатные магнитные шарики как индикаторы структуры, флюидного режима и минералорудообразования в современной гидротермальной системе Баранского (о-в Итуруп) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 1. С. 31-40.
37. Рычагов С.Н., Королева Г.П., Степанов И.И., Сандимирова Е.И. Рудные элементы в структуре вулcano-гидротермальных систем: распределение, геохимия и минералогия, вероятные источники // Минерало-рудообразование в вулcano-гидротермальных системах островных дуг (Камчатка - Курильские и Японские острова). Петропавловск-Камчатский: ИВ ДВО РАН, 1998. С. 154-158.
38. Рычагов С.Н., Главатских С.Ф., Гончаренко О.П., Жатнуев Н.С., Коробов А.Д. Температурная и минералого-геохимическая характеристика геотермального месторождения Океанское (о-в Итуруп) // Геология рудных месторождений. 1993. Т. 35. №5. С. 405-418.
39. Рычагов С.Н., Главатских С.Ф., Гончаренко О.П., Жатнуев Н.С., Коробов А.Д. Температурный режим вторичного минералообразования и структура температурного поля в недрах гидротермальной системы вулкана Баранского (о-в Итуруп) // Вулканология и сейсмология. 1994. № 6. С. 96-112.
40. Сильниченко В.Г. Комплексные соединения меди, серебра, золота и таллия с тиосульфатом // Уч. Зап. Моск. обл. пед. ин-та им. Н.К. Крупской. 1959. Т. 84. С. 39-48.
41. Структура гидротермальной системы / Под ред. Белоусова В.И., Ломоносова И.С. М.: Наука. 1993. 298 с.

42. Современные проблемы теоретической и прикладной геохимии. Новосибирск: Наука, 1987. 218 с.
43. Таран Ю.А., Знаменский В.С., Юрова Л.М. Геохимическая модель гидротермальных систем вулкана на Баранского (о-в Итуруп, Курильские острова) // Вулканология и сейсмология, 1995. № 4-5. С. 95-115.
44. Торгов В.Г., Хлебникова А.А. Атомно-абсорбционное определение золота в пламени и беспламенном графитовом атомизаторе с предварительным выделением экстракцией сульфидами нефти // Журн. аналитической химии. 1977. Т. 32. Вып. 5. С. 954-959.
45. Тюрин Н.Г., Холманских Ю.Б. Об условиях образования гипергенных месторождений золота и серебра // Изв. Высш. учебн. завед. Геология и разведка. 1962. № 6. С. 23-27.
46. Удодов П.А., Шварцев С.Л., Рассказов Н.М. и др. Методическое руководство по гидрогеохимическим поискам рудных месторождений. М.: Недра, 1973. 182 с.
47. Gammons Ch., Yu.Y., Williams-Yones A.E. The disproportionation of gold (I) chloride complexes at 25 to 200°C // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1997. V. 61. P. 1971-1983.
48. Hedenquist J.W., Henley R.W. Hydrothermal eruptions in Waiotapu geothermal system, New Zealand. Their origin, associated breccias and relation to precious metal mineralization // *Econ. Geol.* 1985. N 80. P. 1640-1668.
49. Henley R.W. Solubility of gold in hydrothermal chloride solutions // *Chem. Geol.* 1973. V. 11. P. 73-87.
50. Ewers G.R., Keays R.R. Volatile and precious metal zoning in the Broadlands geothermal field, New Zealand // *Econ. Geol.* 1977. V. 72. P. 1337-1354.
51. Naboko S.I., Karpov G.A. Pore solution metasomatism, sulphide formation // *Symp. Water-Rock Interaction*. Strasbourg, 1977. V. III. P. 46-53.
52. Seward T.M. Thio-complexes of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solutions // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1973. V. 37. P. 370-399.
53. Weissberg B.G. Solubility of gold in hydrothermal alkaline sulfide solutions // *Econ. Geol.* 1970. V. 65. P. 551-556.

Ore Elements in a Hypergenesis Zone of a Steam Hydrotherm Field: Distribution, Modes of Migration, Sources

S. N. Rychagov¹, G. P. Koroleva², I. I. Stepanov¹

¹*Institute of Volcanology, Far East Division, Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006, Russia*

²*Institute of Geochemistry, Siberian Division, Russian Academy of Sciences, Irkutsk, 664033, Russia*

This paper is concerned with the behavior of ore elements in hydrochemical and lithochemical stray fluxes occurring in the hypergenesis zone of the Okeanskoe hydrothermal field on Iturup I. and with the relation of their anomalous concentrations to the geologic structure of the field and deep-seated sources of heat and material. • The increased concentrations of Au, Ag, As and Pb in the hypergenesis zone result from the discharge of deep sodium chloride hydrothermal solutions. The deposition of electrically neutral gold particles, as well as of insoluble chloride and sulfur compounds with Ag, As and Pb is due to dramatic changes in the pH and temperature of the solutions and is occurring at depth where subalkaline sodium chloride water is mixing with acid sulfate water heated by steam or else at the ground surface where acid sulfate (sulfate chloride) solutions are mixing with meteoric water. The hydrochemical and lithochemical anomalies of ore elements localize within the most mobile present-day tectonic features (horsts, contacts between blocks, and intersections of tectonic breaks) that are open to depths of at least 1.5-2.0 km. These features allow the deep-seated hydrothermal fluid to penetrate into near-surface horizons. The source of ore elements for hydrothermal solutions may be a shallow (3-5 km) peripheral magma chamber or cooling diorite-gabbro intrusions related to the chamber whose tops come within 800-1500 m of the ground surface.