

ПРИРОДНЫЕ И ТЕХНОПРИРОДНЫЕ ПРОЦЕССЫ

УДК 550.361;362;551+519.717

СЕЙСМИЧЕСКАЯ И ГЕОТЕРМАЛЬНАЯ АКТИВНОСТЬ РЕГИОНАЛЬНЫХ РАЗЛОМОВ (ЮЖНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ, ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)

© 2016 г. Н. В. Вилор*, А. В. Миromanов**, М. Ю. Толстой**, М. А. Вилор***,
П. С. Бадминов****

*Институт геохимии СО РАН,

ул. Фаворского, 1а, г. Иркутск, 664033 Россия. E-mail: vilor@igc.irk.ru

**Национальный исследовательский Иркутский государственный технический университет,

ул. Лермонтова, 71, г. Иркутск, 664074 Россия. E-mail: ggpi@istu.edu

***Иркутский государственный университет,

ул. Лермонтова, 124, г. Иркутск, 664033 Россия. E-mail: mvilor@rambler.ru

****Институт земной коры СО РАН,

ул. Лермонтова, 128, г. Иркутск, 664933 Россия. E-mail: prokop_sbada@mail.ru

Поступила в редакцию 26.06.2014 г.

После исправления 12.02.2015 г.

Изучена наземная аномалия интенсивности уходящего поверхностного инфракрасного (ИК) излучения на участке трассы сейсмоактивного Южно-Байкальского разлома (ЮБР), контролирующего размещение подземных геотермальных резервуаров. Аномальное ИК излучение, данные геохимического опробования и электромагнитные измерения на тектонической границе наземной депрессии южной впадины оз. Байкал рассмотрены как прямые поисковые признаки запасов геотермальных тепловых ресурсов, остродефицитных в южном Прибайкалье Иркутской области. С использованием концентрационных геохимических барьеров и времени их образования определены геохимические потоки подвижных рудных элементов, сопровождающие приразломный тепломассообмен. Геохимическая специализация В, Нг, S и As в зоне ЮБР является показателем “эндогенного дыхания верхней коры” на сейсмоактивной части разлома. Глубина залегания геотермальных вод и рассчитанные прогнозные запасы геотермальных ресурсов достаточны для целей бальнеологии и теплоснабжения.

Ключевые слова: Байкальская рифтовая зона, поверхностное инфракрасное излучение разломов, тепловой, геохимический поток, температура, термальные воды, геотермальные ресурсы.

ВВЕДЕНИЕ

Поиски альтернативных источников энергии для теплоснабжения населенных пунктов актуальны на особо охраняемых природных территориях в бореальной и суббореальной климатических зонах России. Положительное решение проблемы обеспечения теплом с использованием низкопотенциальных геотермальных ресурсов (ГР) при снижении антропогенного загрязнения окружающей среды необходимо для Центральной экологической зоны Байкальской природной территории (ЦЭЗ БПТ) – объекта Всемирного природного наследия. При расширении туристской, селитебной и транспортно-энергетической инфраструктуры вдоль трассы Транссиба в южном Прибайкалье

(Восточная Сибирь) востребована разработка подходов для поисков и оценки запасов неисчерпаемых экологически чистых тепловых геотермальных ресурсов геодинамически активной Байкальской рифтовой зоны (БРЗ). В работе представлены результаты применения комплекса геологических, геохимических и геофизических методов в зоне динамического влияния сейсмоактивного Южно-Байкальского разлома для выявления поисковых признаков размещения приразломных подземных геотермальных резервуаров и изучения связи этих признаков с уровнем сейсмического состояния разлома и геохимической специализацией в связи с экологической безопасностью рекреационных объектов и населенных пунктов.

ПРИАЗЛОМНЫЕ ГЕОТЕРМАЛЬНЫЕ РЕСУРСЫ БРЗ

Современная эмиссия эндогенной энергии в Байкальском рифте проявлена активной сейсмичностью по протяженным зонам активных разломов и повышением теплового потока вдоль них на глубины до 5 и более километров [12, 16, 17]. Крупные сейсмоактивные тектонические нарушения БРЗ экспонированы региональными аномалиями поверхностного уходящего ИК излучения [6, 7] и сопутствующими месторождениями термальных вод [4]. В приразломных тепловых потоках мигрируют геохимические потоки подвижных рудных элементов, и формируются геотермальные поля (ГП).

В БРЗ на крупных месторождениях термальных вод, пространственно ассоциированных с региональными аномалиями поверхностного уходящего ИК излучения протяженностью в сотни километров, горячие источники редко сосредоточены в одном выходе. Обычно образование нескольких разветвлений-дериватов. Такие распределенные источники как Уш-Белдир на юго-западе БРЗ и Шумацкие на Саянском фланге являются поверхностным выражением скрытых геотермальных полей. На сейсмоактивном Тункинском разломе геотермальный ареал разведен на площади более 2 км² при глубине залегания 420–450 м. По северо-западному борту Баргузинской впадины месторождения термальных вод располагаются вдоль контролирующих сбросов с некоторым регулярным “шагом” 15–30 км. Геотермальные поля, локализованные на пересечениях основных вмещающих разломов с поперечными сбросами, тяготеют к трассам главных сместителей, объединяясь по параметру удаления от них в три статистические группы: не далее 0.2 ÷ 0.5 (для большинства) и 0.6 ÷ 1.5 км, реже они размещаются на расстоянии до 6 км по данным [14, 16]. Структурные пересечения обуславливают локализацию термальных вод в объемных коллекторах – геотермальных резервуарах, размещенных в контурах региональных аномалий уходящего ИК излучения сейсмоактивных разломов. ГП локально превышают средний поверхностный тепловой поток (ПТП), равный 60 мВт/м² [1, 4, 22]. ИК тепловые аномалии месторождений термальных вод сравнимы с тепловым потоком через дно южной котловины оз. Байкал [8].

Соединение выходов региональных Южно-Тункинского, Главного Саянского и Южно-Байкальского разломов на южной окраине собственно Байкальского рифта экспонировано протяженной

Тункино-Байкальской региональной аномалией ИК излучения, установленной средствами дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) [7]. В пространстве аномального уходящего поверхностного ИК излучения находятся все известные ГП Тункинской впадины БРЗ. Исследования на южной границе Муринско-Выдринской депрессии – южной периферии побережья оз. Байкал, направлены на поиски скрытого геотермального резервуара для обеспечения запасов геотермальных ресурсов, дефицитных в данном регионе. Вследствие неразрывной связи ИК аномалий активных разломов БРЗ с тектоникой краевого шва Сибирской платформы (КШСП) получены данные для расчета геохимического потока на передовом сбросе этой структуры, экспонированном аномалией уходящего ИК излучения.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МУРИНСКО-ВЫДРИНСКОЙ ДЕПРЕССИИ

На южной части Муринско-Выдринской депрессии шириной до 13 км полого ступенчатая прибрежная холмистая равнина соединяется с крутым тектогенным склоном передового хребта горной системы Хамар-Дабана (рис. 1). Край депрессии ограничен сместителем регионального сейсмоактивного ЮБР с субширотным простиранием. Геологическая структура депрессии сформирована литологическими формациями: в осадочном чехле – кайнозойской, континентальной, в фундаменте и массиве Хамар-Дабана – верхне-рифейской, метаморфической. Их разделяет мел-палеогеновая кора выветривания предбайкальского пенеплена [18–20] (табл. 1).

В южном направлении от берега оз. Байкал пояс прибрежно-аллювиальных отложений и долинного аллювия рек Снежной и Осиновка сменяется преобладающими флювиогляциальными и ледниковыми отложениями предгорной равнины. На ней степень преобразования рельефа конечных морен увеличивается в западном направлении. Несортированный валунно-глыбовый материал морены сменяется делювиально-пролювиальными суглинками и глыбово-обломочными шлейфами вдоль подножья передового хребта. Срединная часть депрессии сложена толщей грубого переслаивания мелковалунных галечников и крупнозернистых песков, относимых к шанхайинской свите эоплейстоцена [20]. В восточной части планшета ниже по разрезу расположены тонкослоистые песчано-глинистые отложения с углефицированными фрагментами растительного детрита танхойской свиты неогенового, миоцено-

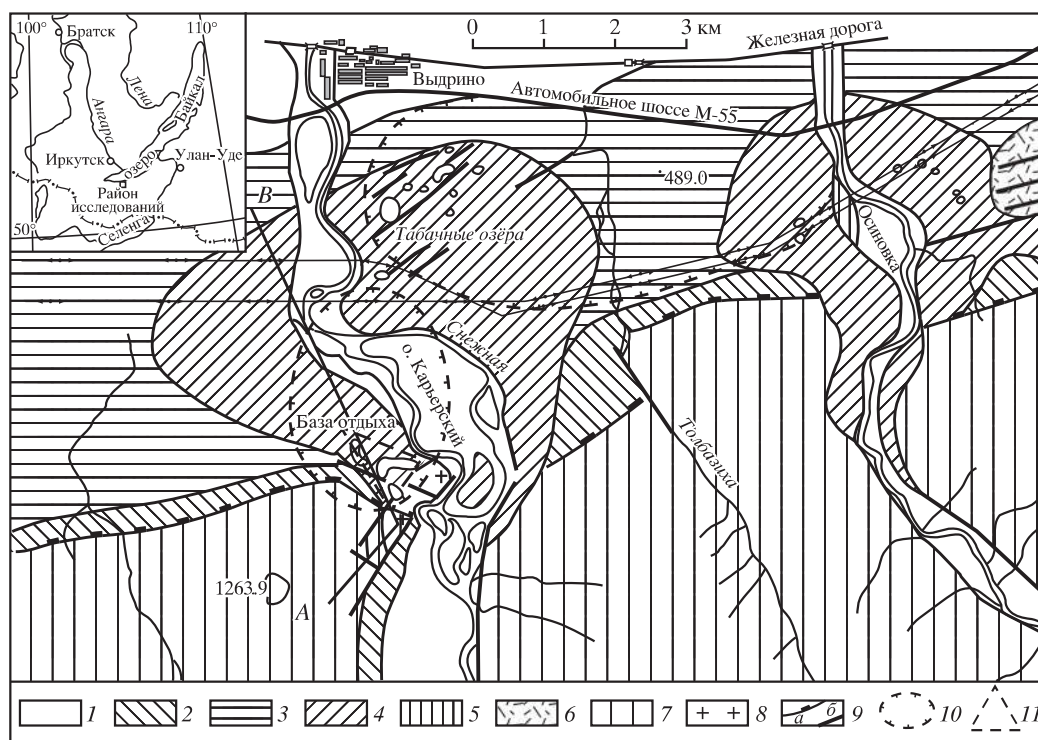


Рис. 1. Геологическая схема краевой части Муринско-Выдринской депрессии. 1–6 поверхностные отложения, кайнозой: 1 – аллювий, 2 – делювий, суглинки, суглинки с гравием и дресвой, 3 – переотложенный флювиогляциальный валунно-галечно-глинистый материал (флювиогляциал), 4 – ледниковые отложения, морена, 5 – шанхаихинская свита, мелкогалунные галечники, пески, 6 – танхойская свита, тонкослоистые пески, алевролиты, угленосные отложения, 7–8 – фундамент, верхний рифей: гнейсы, мигматиты корниловской свиты, 8 – биотитовые, лейкокатовые граниты, пегматиты, 9 – разломы, а. ЮБР, б. сопутствующие сбросы, 10 – повышение температуры грунтов, 11 – участок поисков геотермального резервуара. А – В – геологический разрез на рис. 5. На врезке – расположение района исследований Муринско-Выдринской депрессии.

Таблица 1. Стратиграфическая колонка покровных отложений и фундамента Муринско-Выдринской депрессии

Эра	Система	Отдел	Комплекс, свита	Мощность, м	Литологический состав
Кайнозойская	Четвертичная	Голоцен	Современный	не более 15 до 10–12	аллювий: русла, поймы, террасы делювий, пролювий: суглинки, глыбово-обломочный материал
			Ранний	до 30 до 50	флювиогляциал, переотложенная морена конечные, краевые морены: пески, супеси, суглинки, валунно-глыбовый материал
		Эоплейстоцен	Шанхаихинская свита	до 100–300	пески, мелкогалунные галечники, валунники
	Третичная	Неоген, плиоцен (?)	Танхойская свита	100–200	тонкослоистые пески от крупно- до мелкозернистых глинистых, алевролиты
				200–300	тонкослоистые глинистые пески, угленосные алевролиты
Мезозойская	Мел (?)	Палеоген + мел (?)	Древний пенеплен	до 50–60	кора выветривания: выветрелый субстрат фундамента, валунники, галечники, крупнозернистые пески
Протерозойская	Верхний рифей–венд	Хамардабанская серия	Корниловская свита	800–1000	гранат-биотитовые гнейсы с силлиманитом, кордиеритом и графитом, мигматиты, редкие прослои среднезернистых полосчатых мраморов

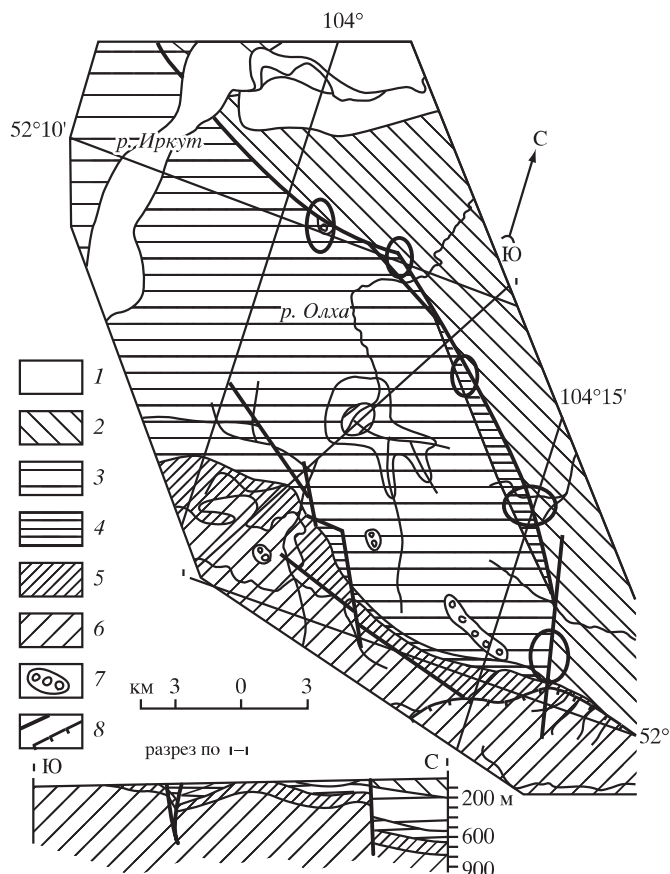


Рис. 2. Геологическая структура на передовом сбросе КШСП. 1 – аллювий, 2 – юрские угленосные отложения, 3–4 – нижний кембрий – венд: 3 – усольская свита, доломиты, 4 – мотская свита, красноцветные аркозы, алевролиты, в верхах доломиты, 5 – верхний рифей, олхинская свита: метапесчаники, метаалевролиты, кремнистые породы, кварциты, 6 – нижний протерозой + архей, гранито-гнейсовый фундамент, 7 – мел-палеоген, кора выветривания предбайкальского пенепплена, 8 – разломы: сбросы, с бергштрихами – надвиги. В овалах – участки геохимического опробования.

вого осадочного комплекса [20], к югу перекрытые мореной, а к северу – флювиогляциалом.

Метаморфическая формация фундамента и горного массива сложена гранат-биотитовыми гнейсами с графитом корниловской свиты хамардабанской серии верхнего протерозоя – верхнего рифея, соответствующими амфиболитовой фации (изографа силлиманита) зонального хамардабанского метаморфического комплекса, с отдельными 15–20 м прослоями мраморов. Гнейсы включают мигматиты, автохтонные тела биотитовых гранитов и аллохтонные лейкограниты хамардабанского интрузивного комплекса. На хребте в метаморфитах залегают жилы и мелкие интрузии блоковых, зональных и миароловых пегматитов одноименного пегматитового пояса. Лейкограниты, содержащие гранат-альмандин и шерл, вклю-

чают субдайки порфировидные разновидности и метасоматические олигоклазиты с крупными шпиром биотита.

Тектоническая структура краевой части депрессии сформирована пересечениями ЮБР Снежинским и сопутствующими сбросами (см. рис. 1). На юго-западном крае депрессии, совмещенном с зоной сместителей ЮБР, распространен особый рельеф гор-отторженцев в виде разделенных островвершинных массивов. Склоны ущелья р. Снежной выработаны по зоне интенсивной тектонической трещиноватости Снежинского сброса. Мелкие сбросы, сопутствующие ЮБР, ограничивают выступ в разрезе депрессии, сложенный породами танхойской свиты, и распределяют мелкие грабен-депрессии с группами термокарстовых озер. Современная сейсмическая активность проявлена новейшими сбросовыми сейсмодислокациями на северной границе Южно-Байкальской сейсмической зоны с эпицентрами 9-балльных землетрясений по шкале MSK-64 [21]. Геологическая структура юго-западного фланга КШСП выделяется эшелонированным расположением разломов по границам структурных ярусов (рис. 2). Передовой сброс разделяет континентальный юрский и нижнепалеозойский – вендский ярусы. К юго-западу линия кулисных сбросов и надвигов расположена между верхнерифейской осадочной толщей и краевым архейским выступом цоколя Сибирской платформы. По сместителю передового сброса, вдоль которого располагаются реликты коры выветривания предбайкальского пенепплена, прослежена слабоконтрастная аномалия интенсивности уходящего ИК излучения протяженностью более 100 км.

МЕТОДИКА

При определении уходящего поверхностного теплового потока использованы дистанционные измерения искусственного спутника Земли (ИСЗ) EOS от радиометра MODIS в соответствии с методикой тепловой космической съемки (ТКС) [9]. Материалы пролетов получены из базы данных станции приема спутниковой информации Восточно-Сибирского научно-исследовательского института геологии, геофизики и минерального сырья (ВСНИИГГиМС), Федерального государственного унитарного научно-производственного геологического предприятия “Иркутскнефтегеофизика”. Интенсивность собственного уходящего ИК излучения земной поверхности с октября по декабрь 2012 г. измерена в ночные, предутренние часы позднего осеннего и начала зимнего сезонов на безоблачных сценах для исключения влияния

тепловой инерции в спектральной области 8 мкм по профилям, ориентированным вкострости главных элементов геологической структуры на южной окраине Мурынско-Выдринской депрессии. На сценах от ИС EOS по программе ENVI 4.6 определен яркостный поток уходящего ИК излучения с шагом 0.5'. Яркостная радиационная температура T [°K] (рис. 3Б–Г) подспутниковой поверхности вычислена по формуле Планка [10]. Расчет яркостной температуры дополнен наземными измерениями термодинамической температуры поверхности подспутниковой территории при точности до 0.2°C и температуры грунта до глубины 1.2–1.4 м в шпурах с применением штанговых электротермометров.

Для сопоставления данных радиационных измерений со спутника и величин поверхностного теплового потока (ПТП, F) на элементах геоструктуры в одинаковой размерности переход от яркости, определенной по данным ИС, L [мВт/м² · ср · мкм] к единицам мощности ПТП [Вт] дается в соотношении [10]:

$$F = L \cdot G, \quad (1)$$

где F – поток, L – яркость, G – геометрический фактор, представляемый в виде:

$$G = \pi \cdot S \cdot \sin^2 \alpha \text{ [м}^2 \cdot \text{ср]}, \quad (2)$$

где S – площадь поверхности источника излучения [м²], α – угол обзора сенсора (мгновенное поле обзора (МПО), [ср] –стерадиан). По технической характеристике сенсоров ИС серии NOAA и EOS дуга МПО составляет 0.00141 рад, а площадь для поверхностного разрешения равна 1.1 км². Соответственно величина геометрического фактора G рассчитывается как:

$$G = 3.1416 \cdot 1.1 \cdot 10^{-6} \cdot 1.41^2 \cdot 10^{-6} = 6.8704 \text{ [м}^2 \cdot \text{ср]}, \quad (3)$$

отсюда поток F соответственно (1) равен:

$$F = L \text{ [мВт/м}^2 \cdot \text{ср} \cdot \text{мкм]} \cdot G \text{ [м}^2 \cdot \text{ср]} = 6.8704 L \text{ [мВт/мкм]}. \quad (4)$$

Поскольку яркость во всех случаях берется для известного узкого теплового диапазона $\lambda = 8$ мкм, размерность длины волны λ в дальнейшем опускается. ПТП рассчитан через радиационный поток уходящего поверхностного ИК излучения по соотношению:

$$F = 6.8704 \cdot L \text{ [мВт]}, \quad (5)$$

в котором интенсивность потока, воспринимаемая при сканировании на орбите сенсором ИС, обусловлена величиной ПТП и термодинамической температурой. Измерения интенсивности уходящего ИК излучения и яркостной температуры покрывают участок выхода ущелья р. Снежная и передового склона Хамар-Дабана. Точки измерения расположены по профилям в количестве от 17 до 24 через 30'' на сети из 7 профилей по 140 измерениям на каждой сцене (рис. 3Б–Г). Поверхностная термодинамическая температура измерена на контурах аномалий интенсивности уходящего ИК излучения.

Геохимические методы использованы для изучения подвижности рудных химических элементов, в том числе природных геотоксикантов As, Tl, Hg в поверхностных отложениях приразломной зоны ЮБР и на передовом сбросе КШСП. Покровные образования на разломах опробованы по системе профилей с отбором стандартных образцов массой до 500 г в почвах (перегнойно-аккумулятивный горизонт А), подпочвенных грунтах и коренных породах. В озерных отложениях образцы получены из мелких скважин глубиной до 1.2 м. В аттестованных лабораториях ИГХ СО РАН сорбционно-активные фракции почв и грунтов –0.1 мм изучены методами РФА, оптическим эмиссионным спектральным и атомно-абсорбционным. В пробах воды из водоемов и источников проведен общий химический анализ, установлены концентрации Hg, у рудных элементов-микропримесей – методом ICP MS. Полевые геолого-структурные наблюдения сопровождались изучением дополнительных материалов радарной съемки поверхности ИС ALOS-Palsar и COSMO-SkyMed.

Электромагнитные измерения при исследовании подземной структуры поверхностных отложений и поисках скрытого геотермального резервуара проведены методом ЗСБ-МПП (зондирование становлением поля ближней зоны в варианте метода переходных процессов), оптимальным для изучения геолого-литологического разреза осадочного покрова до фундамента. В комплексе использованного оборудования применена цифровая электроразведочная станция FastSnap (производства НПК “СибГеоСистемы”, г. Новосибирск) по методике профильных зондирований. Для привязки сети наблюдений использовалась географическая информационная система ProjectManager (оригинальная разработка ЗАО “ИЭРП” и НПК “СибГеоСистемы”, Россия). При обработке данных ЗСБ-МПП для получения кондиционных информативных кривых зондиро-

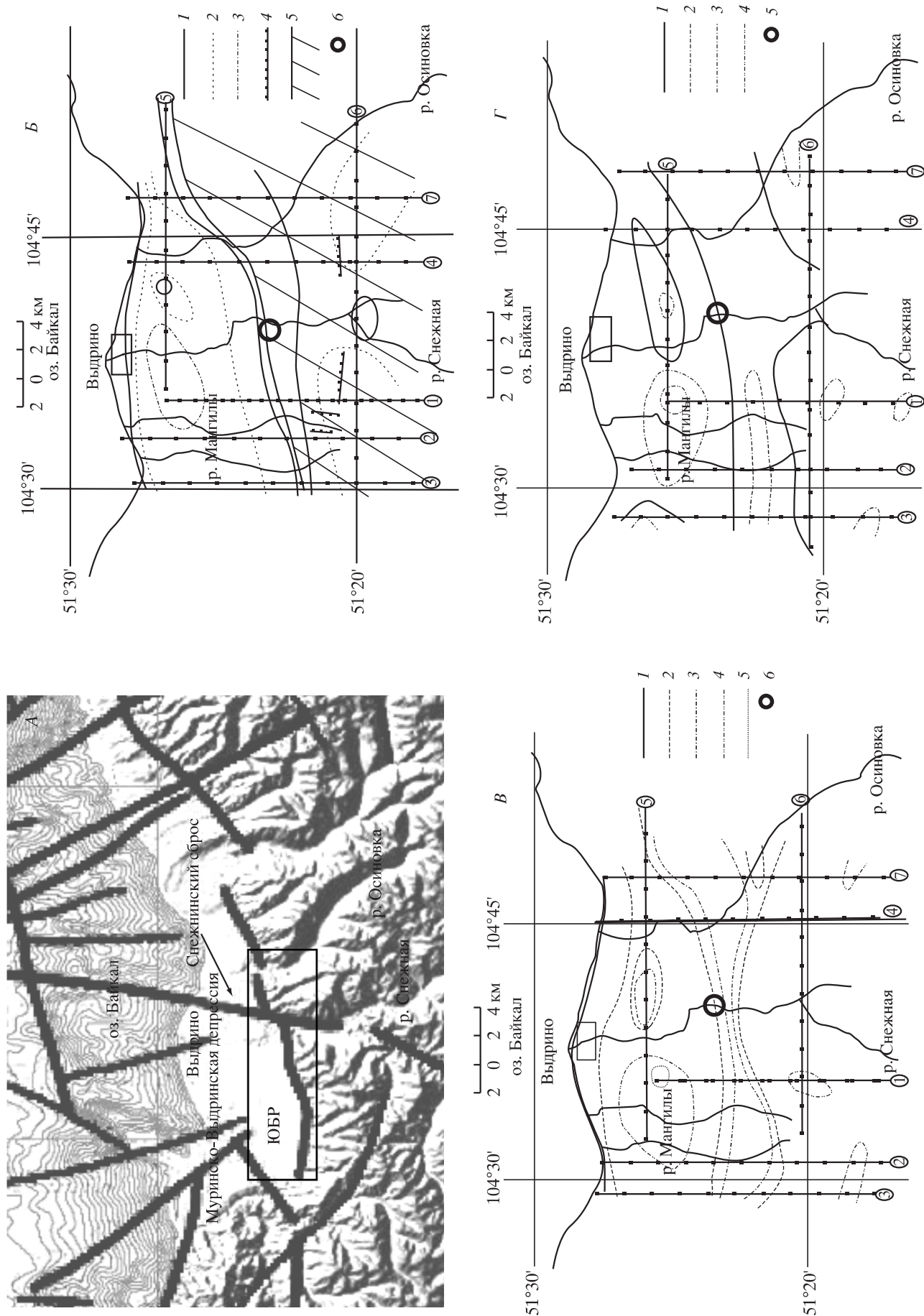


Рис. 3. Распределение яркостной температуры уходящего поверхностного ИК излучения на краевой части Мурынско-Выдринской депрессии по данным ИС EOS (2012–2013 гг.). А – структурная карта депрессии по [15]. Прямоугольником выделен участок проведенных исследований. ЮБР – Южно-Байкальский разлом, сброс. В–Г – изотермы яркостной температуры К. В – сцена 4.10.2012 (октябрь). 1–3 – изотермы: 1 – 275, 2 – 273, 3 – 270, 4 – новейшие сейсмодислокации, 5 – северная граница сейсмоактивной зоны. В – сцена 30.11.2012 (ноябрь). 1–5 изотермы: 1 – 270, 2 – 252, 3 – 253, 4 – 240, 5 – 239. Г – сцена 18.12.2012. 1–4 изотермы: 1 – 250, 2 – 252, 3 – 245, 4 – 240. В–Г – в кружке участок поисков с применением метода ЗСБ – МПП.

ваний применены процедуры обработки сигналов ЗСБ в программном комплексе TEM-Processing с осреднением сигналов, подавлением помех различной природы как для отдельно взятых записей, так и для серии выбранных пикетов или стоянок. Кривые ЗСБ количественно интерпретированы путем численного моделирования горизонтально-слоистой среды, параметры которой увязаны с данными ГИС. Геоэлектрические параметры разреза определены по программе интерпретации Model 3. В программе Profile 3 реализованы просмотр, сопоставления кривых, построение и вывод на печать вариантов профильных и площадных представлений первичного материала.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Распределение интенсивности уходящего поверхностного ИК излучения. Мурынско-Выдринская депрессия – краевая наземная периферия южной впадины оз. Байкал, ограничена с севера термоактивным подводным разломом Черского с повышенным донным тепловым потоком [8]. На ее южной границе аномальная интенсивность уходящего поверхностного ИК излучения расположена по контуру области сейсмической активности ЮБР с новейшими сейсмодислокациями в 1–2 км к югу от основного сместителя разлома [21] (см. рис. 1, рис. 3А–Г).

В структуре поля яркостной температуры расположены два положительных и один отрицательный термальные экстремумы (см. рис. 3Б–Г). Температуры максимума в центральной термозоне превышают фон в октябре–декабре от 6 до 14–15°К. Положение этого экстремума на профилях стационарно. Размер длинной оси термального минимума и отдельного положительного термомаксимума увеличивается в зимнее время: с октября от 6 и 3 км до 9 и 8.7 км в декабре соответственно.

Центральная термозона, располагаясь в основании хребта Хамар-Дабан и на его передовом склоне, экспонирует выход сместителя ЮБР (рис. 4) на поверхность. Картируется протяженный региональный ИК термомаксимум на фронтальной границе области высокой сейсмической активности с многочисленными сейсмодислокациями – малоамплитудными сбросами, участками обвального микрорельефа и озерами в руслах рек, перегороженных оползневыми массами со склонов. Положительный термомаксимум восточнее русла р. Снежная, включающий грабен с мелкими озерами моренно-термокарстового происхождения (см. рис. 1), обусловлен подтоком

подземных вод. Термоминимум, расположенный к западу, связан с поверхностным влиянием островой многолетней мерзлоты.

При определении местных повышений температуры грунта из общей выборки 56 измерений (июль–август 2013–2014 гг.) со средней величиной $10.88 \pm 2.29^\circ\text{C}$ для глубинного интервала 1–1.4 м на графике зависимости “температура, t [°C] – глубина, h [м]” обособляется группа точек с трендом:

$$t = 13.567 h^{-0.1638}. \quad (6)$$

Она имеет среднее значение $13.5 \pm 1.09^\circ\text{C}$ и статистически обоснованно выделяет локальное увеличение грунтовой температуры в двух точках на границе центральной термозоны и в 17 точках малого термомаксимума между р. Снежная и р. Осиновка (см. рис. 1, 3).

Состав природных вод и концентрации рудных элементов в поверхностных отложениях приразломных зон. Средние содержания подвижных рудных элементов в поверхностных образованиях и в водах зон динамического влияния разломов характеризуют их геохимическую специализацию. Химический состав природных растворов по ЮБР определен в речных, озерных, грунтовых водах, из скважин водоснабжения глубиной 10–12 м и из верховодки (табл. 2). На передовом сбросе КШСП изучены восходящие источники карстовых вод, дренирующих карбонатную толщу плитного комплекса платформы. Природные воды существенно различаются по водородному показателю pH, содержанию растворенного кремнезема, ионов гидрокарбоната и кальция, минерализации и электропроводности соответственно их происхождению. Подземные воды зон разломов содержат повышенные концентрации В, Hg, As. В приразломных карстовых гидрокарбонатно-кальциевых водах с минерализацией 400 мг/дм³ и более концентрации ртути увеличиваются до 0.042 мкг/дм³.

Связь гидрохимических показателей и состава природных вод с локальными условиями водообмена отчетлива в зоне пересечения Снежинского сброса и ЮБР, где состав воды озера, расположенного в глубоком затопленном карьере (см. рис. 1, 3А), в целом близок к составу речных вод р. Снежной, находящейся на удалении в 300 м. Снижение содержания кремнезема в воде обусловлено водопритокom из соседних находящихся гипсометрически выше озер, которые пополняются за счет атмосферных осадков и таяния сезонной мерзлоты. Химический состав воды

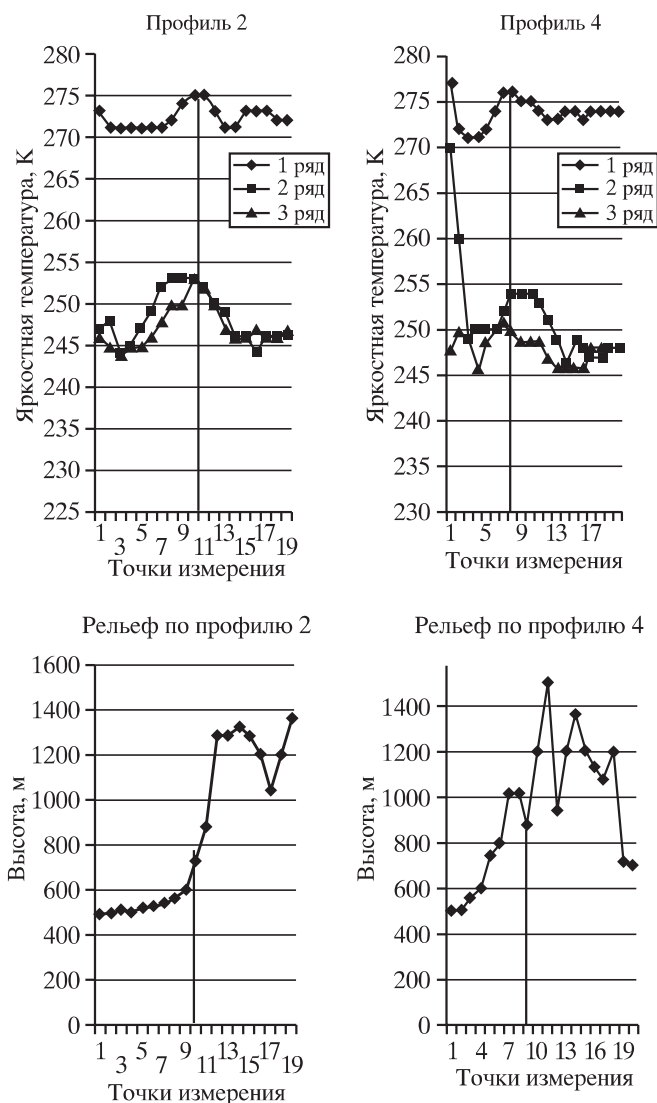


Рис. 4. Распределение яростной температуры (вверху) и сечения рельефа (внизу) над сместителем ЮБР (вертикальная линия) по профилям 2, 4. Ряды – яростная температура, К. Ряды: 1 – октябрь 2 – ноябрь, 3 – декабрь.

ультрапресных термокарстовых озер формируется атмосферными осадками, сезонно талыми водами и перетоком грунтовых вод из зон разломов. В воде моренного озера, расположенного в зоне сместителя ЮБР, повышены содержания как петрогенных компонентов – лития, бора, алюминия, фосфора, бария, так и подвижных рудных элементов – бериллия, ванадия, хрома, марганца, железа, кобальта, никеля, германия, мышьяка, серебра, кадмия, таллия, свинца и вольфрама. Вследствие притока из зоны разлома в озерной воде десятикратно увеличены концентрации Mn, Be, As и более чем двукратно у Cd, Co, Sb, Bi, Tl, F, а в донных илах – содержания As, Hg, Cl, Br. Концентрация ионов Cl^- и SO_4^{2-} повышается в подземных водах по сбросу в зоне КШСП.

Распределение подвижных рудных элементов в поверхностных отложениях на ЮБР и КШСП.

Распределение концентраций подвижных рудных элементов в приразломных зонах дифференцировано по разрезу поверхностных отложений: почвам, грунтам и коренным породам. Почвенный слой при высоких содержаниях биогенных элементов наряду с торфами и донными илами – особая геохимическая единица, существующая в обменных отношениях с гидро- и атмосферой. Почва занимает особое положение в поверхностном распределении ртути, мышьяка и таллия. В почвах (табл. 3) на разном удалении от сместителей разломов при высоких содержаниях $\text{C}_{\text{орг}}$ и серы рудные компоненты разделяются по уровню концентраций на подгруппы “макро” более 10 г/т (B, Cu, Zn, Pb, As, F), “средних” $1 \div 0.1$ г/т (Ge, Sn, Tl) и “микроэлементов” 0.1–0.3 г/т и менее (Mo, Ag, Hg). Средние содержания меди, германия, таллия в почвенном слое толщиной не более 5–7 см мало изменяются относительно близости к разлому. Но статистически значимы повышения концентраций на ЮБР у свинца, цинка, ртути и мышьяка. В торфах увеличиваются концентрации меди, ртути и таллия, а в донных илах – бора, свинца, олова и серы. Вдоль КШСП возрастают средние содержания бора и мышьяка. В покровных образованиях на передовом сбросе существенно повышен фон Hg, As и Tl [6].

Концентрации элементов рудной ассоциации в грунтах определяются их фациями и составом коренного субстрата приразломных зон (табл. 4). В железистых и каолинизированных грунтах на реликтах мел-палеогеновой коры выветривания зоны КШСП содержание суммы Fe достигает 29–33 вес. % при их фтористости 0.4 вес. % и присутствии Mn менее 0.02 вес. %. Марганец почти полностью вынесен при каолинизации с увеличением глиноземистости до 25 вес. %. В железистых грунтах возрастают концентрации Zn, Mo, Sn, Pb, Ge, Tl. В грунтах приразломного пространства ЮБР увеличены содержания ртути, мышьяка и бора. Для грунтов характерна прямая пропорциональность количеств серы и углерода, но сернистость железистых грунтов обусловлена присутствием ярозитов.

В горных породах фундамента Муринско-Видринской депрессии содержание бора резко повышается в порфировидных лейкогранитах, пегматитах и метасоматитах с турмалином (табл. 5). Концентрации фтора увеличиваются в присутствии крупных шлиров биотита, вкрапленности апатита в олигоклазитах и флогопита при слабом скарнировании мраморов. В мусковитовых лей-

Таблица 2. Химический состав поверхностных и грунтовых вод в зонах динамического влияния Южно-Байкальского сброса и передового сброса краевого шва Сибирской платформы

Водный объект	t, °C	pH	Eh, +mV	мг/дм ³										Ca ²⁺	Mg ²⁺	Минера- лизация	Элект- ропров.	Тип вод
				H ₄ SiO ₄	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	F ⁻	K ⁺	Na ⁺								
р.Снежная	14.4	6.83	264	6.95	25.39	0.33	8.48	0.08	0.71	1.05	8	1.18	52.17	59.1	речные			
р. Тальцы	10.2	8.53	227	7.16	21.59	0.33	12	0.08	0.79	1.26	6.8	2.4	46.41	62.5				
р. Осиновка	11.6	6.35	350	5.41	33.6	0.17	8	0.07	0.73	0.88	5.5	3.8	58.16	40				
оз. Изумрудное	22.5	7.58	227	0.42	33.34	0.51	6	0.08	0.83	1.72	7.4	1.67	51.97	62.1				
оз. Теплое	24.9	5	340	0.04	3.26	0.33	2.5	0.07	0.09	0.09	0.27	0.23	6.79	8.03	озерные			
оз. Сказка	23.3	5.32	232	0.07	3.53	0.33	2.8	0.06	0.21	0.13	0.4	0.9	8.43	8.68				
оз. Дальнее	22.9	5.96	341	0.14	9.5	0.22	0.6	0.07	0.15	0.08	2	0.1	12.86	8				
оз.1-е термокарстовое	23.1	5.43	350	0.08	5.6	0.22	1.3	0.07	0.16	0.11	1.1	0.2	9.6	7				
оз.2-е термокарстовое	25.1	5.78	342	0.37	5.5	0.22	2.6	0.06	0.17	0.25	1	0.2	10.37	8	верховодка			
талвег лога	12.5	6.14	378	10.18	12.2	0.33	2.6	0.07	1.63	0.05	2	0.3	29.36	17				
поверхностный сток	22.1	5.88	406	13.2	8.3	0.33	0.0	0.06	0.5	0.08	1	0.4	23.87	11				
источник оз. Теплое	20.3	4.66	245	9.04	7.8	0.66	0.02	0.27	0.96	0.69	2	0.55	21.99	24				
источник р. Кая	6	7.37	247	5.95	273.3	13.2	18	0.14	0.55	10.64	59.2	22.4	403.38	449	источники			
исток р. Кая	9	7.75	236	6.1	266	7.15	16	0.2	0.66	6.7	54	22.6	379.41	415				
скважина 1*	3.3	6.53	210	7.27	43.43	1.1	6.8	0.08	0.96	1.84	15.1	1.34	77.92	97.7	грунтовые			
скважина 2*	9	6.7	195	7.5	35.14	0.33	6	0.08	0.92	1.2	11.8	0.49	63.46	72.7				
скважина 3*	н.опр.	6.23	н.опр.	н.опр.	27.33	0.44	8.1	н.опр	0.87	0.91	7.8	0.97	46.42	н.опр.				

Продолжение табл. 2. Содержание рудных и некоторых петрогенных элементов в зонах динамического влияния Южно-Байкальского сброса и передового сброса краевого шва Сибирской платформы

Водный объект	Тип вод	Fe	Mn	B	P	Br	Ba	Sr	Ni	Cu	Zn	Hg	As	Tl	Ge	Mo
р.Снежная	речные	6.8	2.76	1.83	0.67	2.5	6	35	0.35	0.14	0.5	0.0008	0.02	0.0015	0.0051	0.165
р. Тальцы	озерные	5.3	0.67	1.14	1.12	1.11	5.8	37	0.25	4.92	4.04	0.0007	0.043	0.0013	0.0047	0.17
р. Осиновка		2.73	0.44	0.98	2.04	1.49	5.5	25	0.5	0.08	0.01	0.0005	0.001	0.0017	0.0037	0.04
оз. Изумрудное		18	2.56	2.97	3.07	2.67	6.35	44	0.06	0.14	0.66	0.0013	0.084	0.0015	0.002	0.25
оз. Теплое		23	12.5	2.18	2.71	1.1	1.6	1.87	0.081	0.26	1.72	0.001	0.185	0.0042	0.0021	0.021
оз. Сказка	верховодка	26	5.45	2.41	2.09	1.09	2.35	3.93	0.072	4.03	8.15	0.0008	0.14	0.0041	0.0015	0.02
оз. Дальнее		53	9.7	2.46	3.46	1.2	0.76	2.39	0.034	0.078	0.019	0.0011	0.17	0.0045	0.0062	0.014
оз. 1-е термокарстовое		50	14.9	2.29	4.48	1.43	1.53	2.79	0.022	0.03	0.4	0.0017	0.16	0.0049	0.0038	0.0044
оз. 2-е термокарстовое		115	18	2.3	9	1.68	н.опр.	4.24	0.15	0.58	1.67	0.0015	0.21	0.0048	0.012	0.018
талвег лога	верховодка	36	1.92	5.9	16	н.опр.	н.опр.	9.1	0.53	1.11	3.1	0.0056	0.063	0.0024	н.опр.	0.037
поверх. сток	источники	95	63	2.91	62	н.опр.	н.опр.	5.5	0.84	1.24	7.3	0.0018	0.24	0.019	н.опр.	0.021
источ. оз.Теп		630	60	4.1	28.5	2.89	н.опр.	4.87	0.53	1.42	5.22	0.0025	0.25	0.0085	0.016	0.042
источ. р. Кая	подземные	6.1	0.3	4.9	2.11	5.76	н.опр.	90	0.043	1.39	1.09	0.0072	0.106	0.0047	0.0064	0.151
исток р. Кая		1.22	4.6	10.5	2.85	11.05	н.опр.	144	0.033	0.043	0.7	0.0217	0.16	0.0014	0.0071	0.37
скважина 1		2.15	0.57	2.57	2.44	0.03	н.опр.	68	0.095	0.27	1.08	0.0005	0.048	0.0008	0.0046	0.09
скважина 2		2.04	0.15	1.51	2.04	0.08	н.опр.	40	0.126	11.2	4.33	0.0004	0.072	0.0032	0.0066	0.18
скважина 3		9.6	3.94	н. опр.	0.83	2.44	н.опр.	61	0.12	0.44	11.1	н.опр.	0.05	н.опр.	0.006	0.28

Примечание. *Скважины в краевой части МВД, на выходе из устья р. Снежная.

Таблица 3. Содержания (г/т, вес %) рудных и петрогенных компонентов в почвах, торфе и донных илах в зонах динамического влияния ЮБР и передового сброса КШСП

Материал	B	Cu	Zn	Pb	Ge	Mo	Ag	Sn	Tl	Hg	As*	S*	F*	C _{орг} *
в зоне динамического влияния ЮБР														
почвы вблизи сброса (8)	28.3 C _{ср} ±σ	24.63 9.44	107.75 53.63	23.6 2.53	1.4 0.33	0.86 0.3	0.25 0.1	3.7 1.13	0.75 0.37	0.127 0.056	0.0013 0.0004	0.116 0.073	0.024 0.005	7.28 2.6
почвы на периферии сброса (3)	32.67 C _{ср} ±σ	27.67 8.22	108.33 40.33	20.3 1.11	1.57 0.29	0.73 0.24	0.24 0.09	3.5 0.33	0.7 0.2	0.189 0.056	0.0008 0.00004	0.094 0.041	0.034 0.005	6.23 3.18
торфы (2)	6 C _{ср} ±σ	110 85	72 58	13.1 6.95	1.05 0.45	0.35 0.15	0.28 0.17	4.1 2.5	1.05 0.15	0.221 0.124	0.0004 0	0.215 0.048	0.014 0.0095	18.7 1.65
донные илы (2)	36.2 C _{ср} ±σ	21 5	70.5 24.75	28.5 7.5	0.95 0.05	0.6 0.1	0.2 0	4.9 1.3	0.65 0.21	0.067 0.029	0.0021 0.00025	0.24 0.04	0.02 0	11.64 0.51
в зоне динамического влияния передового сброса КШСП														
почва (1)	33 C _{ср} ±σ	24 27.25	24 39.5	22 12.8	1.1 0.95	0.2 0.4	0.11 0.17	2.3 2.23	1.7 0.73	0.075 0.107	0.0007 0.0011	0.151 0.198	0.027 0.026	6.84 5.85
донные илы (4)	11.7 C _{ср} ±σ	10.13 16	16 16	3.09 3.09	0.28 0.28	0.3 0.3	0.11 0.11	0.33 0.33	0.38 0.38	0.045 0.045	0.0001 0.0001	0.103 0.103	0.001 0.001	1.76 1.76

Примечание. * Содержания даны в вес. %. Шрифтами выделены: полужирным – макрогруппа, курсивом – элементы малой группы.

когранитах нарастает содержание Мо. На передовом сбросе КШСП в брекчиях и катаклазитах по зоне сместителя сброса (см. рис. 2) повышены концентрации В и рудных элементов полиметаллической группы. Во фрагментах кварц-хлоритовых метасоматитов верхнепротерозойского структурного яруса, подстилающего плитный комплекс [5], увеличены концентрации железа, фтора и марганца из буро-зеленого спутано-волокнистого хлоритового базиса с мелкими вкрапленниками спессартина. Содержание мышьяка в породах зоны ЮБР в 2 раза больше, чем на платформенном сбросе.

Глубинная структура осадочного покрова МВД по геофизическим данным и геотермальный резервуар в приразломной зоне ЮБР. Изучение глубинного строения осадочного чехла депрессии для поисков геотермального резервуара с привлечением электромагнитного метода ЗСБ-МПП обусловлено сочетанием особенностей тектонической структуры, аномалии ИК излучения, местного повышения грунтовой температуры и инфраструктурно-потребительским фактором (см. рис. 1). Соответственно величинам УЭС подразделяются горизонтальные границы на верхней и нижней частях разреза. Присутствуют нескольких низкоомных зон-«пластов». Верхний соответствует горизонту водообмена между соседними озерами. Нижний низкоомный объект на глубине 350–400 м интерпретирован как резервуар, содержащий минерализованные термальные воды. На смежных разрезах изом в кровле высокоомного фундамента (450 м) и над ним (300–350 м) прослежена зона проводимости, отражающая горизонтальную протяженность подземного геотермального резервуара. Части разреза с контрастно высоким УЭС коррелируют по глубинам залегания, маркируют нижнюю структурную границу-фундамент депрессии и рассматриваются как пласты уплотненных песков, валуников. Геотермальный резервуар располагается в верхней дезинтегрированной части фундамента, совмещающаяся с контуром залегания древней коры выветривания.

ОБСУЖДЕНИЕ

Интенсивность уходящего поверхностного ИК излучения и сейсмичность в зоне динамического влияния ЮБР. Тепловая мощность потока F в аномалии интенсивности уходящего яркостного ИК излучения центральной термозоны вдоль сместителя ЮБР (см. рис. 1, 3А), рассчитанная по формуле Планка [10], приведена к размерности [Вт] по формуле (5). Средние значения

Таблица 4. Содержания (г/т, вес.%) рудных и петрогенных элементов в грунтах поверхностных отложений зон динамического влияния ЮБР и передового сброса КШСП

Грунты, индекс*	B	Cu	Zn	Ge	Mo	Ag	Sn	Pb	Tl	Hg	As**	S**	C _{org} **	Fe**	Mn**
A	C _{cp} ±σ	20.5 8.5	41 8.5	1.85 0.15	1.5 0.4	0.2 0.04	3.35 0.15	26.5 8.5	1 0.8	0.005 0.001	0.0015 0.0001	0.9 0.043	1.49 1.25	н. опр. н. опр.	н. опр.
B	C _{cp} ±σ	12.3 5.4	38.6 8.67	1.7 0.33	1.4 0.26	0.14 0.029	3.46 0.62	23.67 9.56	0.33 0.15	0.0715 0.077	0.0008 0.0007	0.075 0.037	1.29 0.576	7.97 0.95	0.122 0.006
B	C _{cp} ±σ	19.47 9.69	22 10.67	0.9 0.27	0.8 0.47	0.22 0.1	2.5 0.51	21 2.67	0.7 0.15	0.114 0.029	0.0006 0.0001	0.184 0.099	9.96 4.16	3.61 1.72	0.173 0.118
Г	C _{cp} ±σ	13.5 6.5	40 6	1.6 0	1.3 0.3	0.165 0.075	3.3 0.2	19 1	0.8 0	0.045 0.03	0.0006 0.00015	0.036 0.003	0.725 0.225	7.38 0.655	0.104 0.007
Д	C _{cp} ±σ	23.6 9.52	23.6 4.72	1.54 0.17	1.16 0.09	0.2 0.082	3.58 0.38	21.8 3.84	0.6 0.2	0.174 0.091	0.0009 0.0003	0.104 0.046	3.78 1.74	7.187 1.42	0.071 0.014
Е	C _{cp} ±σ	17.88 7.45	36.67 12.33	1.82 0.69	1.38 0.25	0.15 0.036	2.78 0.26	23.17 3.56	0.56 0.1	0.046 0.043	0.0016 0.0003	0.107 0.059	2.73 0.92	5.62 н. расч.	0.058 н. расч.
Ж	C _{cp} ±σ	17.68 8.82	34 10	1.85 0.33	2.67 1.78	0.095 0.018	4.85 1.48	29 13	1.13 0.23	0.086 0.029	0.00085 0.00005	0.205 0.162	0.233 0.11	27.53 8.62	0.072 0.03
З	C _{cp} ±σ	20 32	28 20	1.5 1.4	3.9 1	0.08 0.05	5.7 3.1	22 20	1.1 0.5	0.022 0.016	0.0005 0.0005	0.015 0.012	0.08 0.3	4.55 5.31	0.009
И	C _{cp} ±σ	32 32	20 24.5	1.4 1.63	1 1.34	0.05 0.15	3.1 3.58	20 19.88	0.5 0.8	0.016 0.254	0.0005 0.0006	0.012 0.058	0.3 3.4	5.31 7.36	0.096
К	C _{cp} ±σ	7 29.6	9 47.6	0.21 1.68	0.22 1.36	0.053 0.104	0.25 2.8	1.41 23	0.23 0.94	0.182 0.063	0.0001 0.0007	0.027 0.027	2.09 1.08	0.05 6.28	0.032 0.15
Л	C _{cp} ±σ	4.48	17.76	0.31	0.51	0.015	0.2	6	0.27	0.004	0.00003	0.03	1.36	0.78	0.023

Примечание. C_{cp} – среднее содержание, ±σ – среднее квадратичное отклонение, * Фация, литология: А – аллювиальные пески (2 обр.), Б – озерно-аллювиальные пески, иногда с торфом (3 обр.), В – озерно-болотные грунты: торф, г/з песок, гравий (2 обр.), Г – озерно-аллювиальные в неогене: пески, глины (3 обр.), Д – моренные: супеси с обломками и гравием (5 обр.), Е – делювиальные: супеси с гравием и древесой (6 обр.), Ж – железистые: пески, песчанистые лимониты (4 обр.), З – каолинизированные грубые и крупные пески на коре выветривания (1 обр.), И – суглинки верхние (1 обр.), К – суглинки плоскостного смыва (8 обр.), Л – суглинки на передовом сбросе КШСП (5 обр.); ** содержания в вес. %.

Таблица 5. Содержание (г/т, вес.%) рудных и петрогенных элементов в горных породах зон динамического влияния ЮБР и передового сброса КШСП

Порода	B	Cu	Zn	Ge	Mo	Ag	Sn	Pb	Tl	As*	S*	Fe*	Mn*	F*	Hg
в зоне динамического влияния ЮБР															
лейкогранит	4.2	25.5	32	1.3	8.6	0.07	0.07	30	0.73	0.0017	0.018	2.82	0.048	0.009	н. опр.
порфиров. гранит	41	20	44	1.3	2.4	0.04	0.04	27	1.2	0.0017	0.097	2.33	0.023	0.034	то же
платиоказит	1.5	13	99	0.7	0.2	0.03	0.03	14	0.3	0.0015	0.001	4.08	0.023	0.173	—
биотитовый гнейс	18	44	140	1.5	1.7	0.18	0.18	17	0.7	0.0007	0.171	5.62	0.058	0.032	—
мрамор	1.5	11.5	25.5	0.7	0.2	0.04	1.3	2.9	0.2	0.0017	0.009	0.39	0.009	0.009	—
мрамор слабоскарн.	1.6	53	44	0.5	0.9	0.1	1.6	3.7	0.58	0.0015	0.28	1.67	0.009	0.113	—
в зоне динамического влияния передового сброса КШСП															
песчаник, юра	12	11	32	1.4	1.1	0.06	2.3	26	0.8	0.0008	0.009	11.8	0.041	0.18	0.017
катаклазит	36	57	135	2.3	2.6	0.19	3.1	33	1.2	0.0009	0.028	9.1	0.049	0.036	0.12
доломит, венд	19	11	2.2	1.5	0.2	0.06	1	2.2	0.2	0.0007	0.015	0.92	0.032	0.018	0.026
Fe-доломит, венд	57	17	5	1.9	1	0.03	1.3	5	0.5	0.0004	0.013	3.41	0.031	0.029	0.017
кремь	25	16.5	6	2.1	0.75	0.18	1.25	4.1	0.7	0.0008	0.023	5.82	0.075	0.027	0.016
кварц-хлоритовый метасоматит (C _{ср})	19.32	82.25	112.5	3.93	1.9	0.103	4.48	26.5	0.8	0.0011	0.004	16.52	0.239	0.258	0.023

Примечание.* Содержание даны в вес. %.

F на центральном термомаксимуме соответствуют в: октябре – 0.0247 ($\sigma = \pm 0.0003$, $n = 25$), ноябре – 0.0146 ($\sigma = \pm 0.0029$, $n = 25$), декабре – 0.0144 ($\sigma = \pm 0.0025$, $n = 9$); n – количество измерений по профилям.

Из зависимости интенсивности уходящего ИК потока от термодинамической температуры поверхности при стабильных ноябрьских и декабрьских величинах F графически определена мощность квазистационарного потока центральной части термозоны, равная 0.0145 ± 0.00027 Вт. Это значение, экстраполированное и на малую термозону, – энергетическая характеристика уходящего ИК излучения. Рассчитанный F соответствует мощности уходящего ИК излучения от 1 м^2 поверхности центральной термозоны на сместителе ЮБР и на его периферии. С учетом протяженности изученной части положительных термозон (см. рис. 3В–Г) 26.4 и 5.6 км соответственно и площадей, на них вычислена интегральная мощность уходящего поверхностного излучения в тепловом диапазоне, принятая как *показатель теплового потенциала* в зоне динамического влияния ЮБР (при удельной мощности 14.435 кВт/км^2 : в центральной зоне ($S = 80.52 \text{ км}^2$) – 1.168 МВт ; в малой ($S = 9.54 \text{ км}^2$) – 0.138 МВт).

В контурах термозон измеренная грунтовая температура на глубине $1 \div 1.4 \text{ м}$ имеет локальные статистически значимые превышения относительно местного фона на 2.62°C .

Вдоль центральной термозоны ИК излучения по северной границе области с высокой сейсмичностью к западу от пересечения ЮБР со Снежинским сбросом расположен блок с возможными землетрясениями до 9 и более баллов по шкале MSK-64 [21] (см. рис. 1, 3). В этой части ширина термозоны сужается до 1–2 км при увеличении плотности уходящего теплового потока. Зависимость логарифма контрастности уходящего поверхностного ИК потока, $\lg \text{ Кнт} [\text{Вт/км}]$, на термомаксимуме, равной отношению мощности потока к ширине экстремума, от сейсмичности $\text{Sm} [\text{балл}]$ выражается корреляционным уравнением:

$$\lg \text{ Кнт} = -0.0504 \text{ Sm}^2 + 0.8357 \text{ Sm} - 6.6196. \quad (7)$$

Увеличение сейсмоактивности как функции тектонической нагрузки на данном интервале ЮБР повышает интенсивность уходящего поверхностного ИК потока с увеличением ПТП [21] в “зоне высокой сейсмической активности недавнего прошлого со свежими геологическими следами” сильнейших землетрясений, происшедших в ис-

Таблица 6. Типы геохимических барьеров в поверхностных отложениях зон динамического влияния ЮБР и передового сброса КШСП

Типы геохимических барьеров			
Почвенно-углеродистый, “черный” барьер, сорбционно-испарительный комбинированный		Железо-оксидный, “коричневый” барьер, сорбционный	
Парные корреляции	Корреляционное уравнение	Парные корреляции	Корреляционное уравнение
$C_{\text{орг}}-\text{сера}$	$S = 0.0066 C_{\text{орг}} + 0.1103$	$\Sigma \text{Fe}-\text{F}$	$F = 0.0123 \Sigma \text{Fe} + 0.0001$
$C_{\text{орг}}-\text{Hg}$	$\text{Hg} = 0.0493 \ln C_{\text{орг}} + 0.0507$	$\Sigma \text{Fe}-\text{As}$	$\text{As} = -0.06 \Sigma \text{Fe}^2 + 0.5 \Sigma \text{Fe} + 0.0003$
$C_{\text{орг}}-\text{As}$	$\text{As} = -5 \cdot 10^{-6} C_{\text{орг}} + 1 \cdot 10^{-4} C_{\text{орг}} + 0.0004$	$\Sigma \text{Fe}-\text{Ge}$	$\text{Ge} = -0.0086 \Sigma \text{Fe}^2 + 0.3016 \Sigma \text{Fe} - 0.1571$
$\text{Сера}-\text{As}$	$\text{As} = 0.0013 S + 0.005$	$\text{F}-\text{Mo}$	$\text{Mo} = 39.684 F^2 - 13.321 F + 2.4032$
$\text{Сера}-\text{Hg}$	$\text{Hg} = 0.033 \ln S + 0.2088$	$\text{As}-\text{Ge}$	$\text{Ge} = 1972, 3 \text{ As} + 0.7578$
$\text{Сера}-\text{Ag}$	$\text{Ag} = -3.0061 S^2 + 1.6943 S + 0.2088$	$\Sigma \text{Fe}-\text{Mo}$	$\text{Tl} = 0.0087 \Sigma \text{Fe} + 1.193$
			$\text{Tl} = 0.0002 \Sigma \text{Fe}^3 + 0.0109 \Sigma \text{Fe}^2 + 0.1946 \Sigma \text{Fe} + 0.1805$

Примечание. 1. ΣFe (Σ прописная греческая) – сумма общего содержания железа в форме Fe_2O_3 вес. %. 2. As, Fe, F, S вес. %, Hg, Ge, Mo, Tl г/т.

торическое время на тектонической границе краевой рифтовой депрессии и Хамар-Дабана.

Геохимические потоки в зонах динамического влияния разломов. В поверхностных отложениях приразломных зон подвижные рудные элементы разделяются на две геохимические группы соответственно уровню концентрации на углеродистых и гидроксидных природных сорбентах (табл. 6). I группа обусловлена осаждением в почвах, торфах и подпочвенных грунтах, где связывается гумусом и коррелирует с органическим углеродом. II преимущественно аккумулируется на Fe-гидроксидных субстратах. Выделяются два горизонта концентрирования подвижных рудных элементов, соответствующие региональным геохимическим барьерам. В первом на почвах, содержащих до 8.44 вес. % органического углерода в гумусе, концентрации B, Zn, Cu, Ag, Sn, Hg, S в 2–5 раз выше, чем в грунтах и коренных породах. Во втором, появляющемся при ожелезнении низов почвенного разреза, в железистых грунтах с диа-, эпигенетическими лимонитами и ΣFe от 10 до 38 вес. %, возрастают концентрации Zn, Ge, Tl, Mo, As. I группа накапливается на верхнем почвенном углеродистом геохимическом барьере вследствие поверхностного испарения и взаимодействия с веществом гумуса на гуматах и Fe-гуматах ($\Sigma \text{Fe}_{\text{почв}} = 6.16 \pm 0.84$ вес. %). В гумусо-углеродистом почвенном барьере концентрации ртути и серы, C_S , C_{Hg} линейно коррелируют с $C_{\text{орг}}$ по уравнению:

$$C_S, C_{\text{Hg}} = 0,0142 C_{\text{орг}} + 0.0332. \quad (8)$$

На почвах создается верхний, “**черный**”, комплексный, испарительно-сорбционный геохимический барьер концентрирования. В почвенных сероорганических соединениях сера связывает As, Hg и Ag. Десятикратное концентрирование элементов на барьере происходит после гумификации растительных остатков подстилки и детрита.

На ЮБР и других разломах БРЗ железогидратный горизонт располагается в основании почвенных разрезов. При ожелезнении поверхностных отложений в реликтах древней коры выветривания на передовом сбросе КШСП содержание ΣFe в гидроксидной форме достигает 38 вес. %. Вследствие сорбции на дисперсном гидроксиде Fe образуется “**коричневый**” региональный геохимический барьер с концентрированием F, As, Ge, Tl, Zn, Mo. Содержания фтора, молибдена и мышьяка с германием прямо коррелируют с железистостью барьера. Геохимической особенностью ЮБР, как и других сейсмоактивных разломов БРЗ [4, 6], является возрастание концентраций ртути, достигающее на геохимическом барьере в зонах сместителей $0.1 \div 0.328$ г/т и не превышающее 0.007 г/т в коренных породах. В геохимическом поле селективного концентрирования увеличен фон бора, ртути и мышьяка, а на “**черном**” барьере – фон серы. Ассоциация B, Hg, S и As создает **геохимическую специализацию** зоны динамического влияния ЮБР.

Приразломные геохимические потоки миграции подвижных рудных элементов сопровождают конвективный тепломассоперенос в зонах сейс-

Таблица 7. Геохимические потоки подвижных рудных элементов – природных токсикантов в поверхностных отложениях зон динамического влияния крупных региональных сейсмоактивных разломов БРЗ

Разлом	Геохимический поток, кг/(км ² · год)			*ПТП, мВт	F _{гп} , мВт
	As	Tl	Hg		
Тункинский	3.252	0.226	0.020	707.84	323.37
Баргузинский	0.879	0.139	0.013	587.19	362.14
Краевой шов Сибирской платформы	1.671	0.229	0.037	708.09	289.62
Южно-Байкальский	2.273	0.275	0.007	371	Не опред.

Примечание. * По данным с ИС системы NOAA; F_{гп} – рассчитанная эндогенная доля ПТП.

моактивных разломов [4]. Геохимические потоки вычислены из величин концентраций элементов на геохимических барьерах и времени их образования с использованием почвенных и палеопочвенных возрастных “маркеров”. Геохимический поток P равен:

$$P = M / (S \cdot t), \quad (9)$$

где M – масса [кг], содержание компонента в 1 кг вещества барьера, S – площадь [км²], t – время формирования геохимического барьера [годы]. Расчет потока включает:

$C_{\text{ком}}$ – содержание компонента на барьере (почва, Fe – грунт, мг/кг);

t – время накопления количества n -го компонента; при регенерации гумуса в почве $t = 400$ лет [11]; формирование почвенного профиля с ожелезнением составляет в условиях Сибирской платформы по определениям Овсяченко и др.¹ (2007) 2107 лет;

h – толщина барьера [см]: в почве – 10, в грунте – 30;

ρ – плотность [кг/м³]: в почве – 1300, в грунте – 1800;

S [м²] – площадь распределения 1 кг вещества барьера:

$$S = 1000 \text{ г} / (\rho \cdot h) \text{ [м}^2\text{]}. \quad (10)$$

Формула расчета:

$$P = [C_{\text{ком}} / (S \cdot t)] \cdot 10^6 \text{ [кг/(км}^2 \cdot \text{год)]}. \quad (11)$$

Геохимические потоки рассчитаны для таких подвижных рудных элементов, как природные гео-

токсиканты – ртуть, мышьяк, таллий. По разлому в краевой части Муринско-Выдринской депрессии и в железистых грунтах передового сброса КШСП их средние содержания (г/т) на “черном” и “коричневом” геохимических барьерах соответствуют:

по ЮБР в депрессии: Hg – 0.215 ($\pm \sigma$ 0.068), As (вес.%) – 0.007 ($\pm \sigma$ 0.001), Tl – 0.85 ($\pm \sigma$ 0.35); по КШСП: Hg – 0.075 ($\pm \sigma$ 0.017), As (вес.%) – 0.008 ($\pm \sigma$ 0.0021), Tl – 1.04 ($\pm \sigma$ 0.25). В табл. 7 рассчитанные величины приведены в сопоставлении с геохимическими потоками на Тункинском и Баргузинском разломах [4, 6].

Геохимический поток ртути, прямо пропорциональный поверхностному теплотоксическому разломов, обусловлен их уровнем сейсмичности. В зоне динамического влияния пересечения ЮБР со Снежинским сбросом при сейсмичности до 9 баллов и высокой контрастности интенсивности уходящего поверхностного ИК излучения (см. рис. 3А–Г) содержания ртути в рыхлых образованиях достигают 0.12 ÷ 0.35 г/т. Установлена корреляция повышения водных концентраций Hg в байкальском стоке с импульсами тектонической активности на акватории озера [13].

Энергетические ресурсы приразломной геотермальной системы. Области низкого УЭС пород с размерами 30 × 50 м, 30 × 100 м на геоэлектрических разрезах расположены дискретно или слабоупорядоченно на глубинах до 100 м и ниже. Чередуются с высокоомными слоями, они связаны с уровнями водонасыщения в линзах, локальных скоплениях пресных холодных грунтовых вод и участками влажных глин. В кровле высокоомного гнейсогранитного фундамента Муринско-Выдринской депрессии на глубине 350–370 м выделяется объем пород с низкими УЭС 0 ÷ 10 Ом · м, обусловленный повышенной трещиноватостью пород и содержащий минерализованные термальные воды. Глубинная часть разреза с низким

¹ Семинский К.Ж., Гладков А.С., Черемных А.А. и др. Разломы и сейсмичность юга Сибирской платформы // Проблемы современной сейсмичности и геодинамики Центральной и Восточной Азии. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. С. 138–143.



Рис. 5. Геологический разрез краевой части МВД по линии А – В на рис. 1.

1–5 четвертичные отложения: 1 – аллювий, 2 – материал подножий склонов, пролювий, 3 – отложения водно-ледниковые, 4 – отложения ледниковые, морена, 5 – шанхайхинская свита, мелкогалунные галечники, пески, 6 – верхнетретичные отложения: танхойская свита, переслаивание слабоугленосных песков, алевролитов, 7 – мел-палеоген, кора выветривания, 8–10 – блок хр. Хамар-Дабан: 8 – верхний рифей: корниловская свита, гнейсы, мигматиты, 9 – слои мраморов, 10 – хамар-дабанский интрузивный комплекс: граниты лейкократовые, биотитовые, пегматиты, 11 – фундамент депрессии, 12 – разломы, 13 – направление гидравлического напора, 14а – рекомендуемая поисковая буровая скважина, 14б – предполагаемое расположение геотермального резервуара.

УЭС, залегающая под моренным холмом (рис. 5), обусловлена расположением подземного геотермального резервуара. Объем подземного геотермального резервуара, измеренный на смежных профилях 6, 2, 7 составляет $175 \times 65 \times 75 \text{ м}^3$. Рассчитанные прогнозные геотермальные ресурсы резервуара соответствуют следующим позициям:

- объем – $853\,125 \text{ м}^3$;
 - оценочные запасы воды при открытой пористости 10% – 85313 м^3 ;
 - температура по аналогии с термальными водами Усть-Селенгинского бассейна $t = 25 \text{ °C}$ [2];
 - возможный дебит [8] – $D = 100 \text{ л/с}$;
 - тепловой потенциал геотермального резервуара $Q_{\text{рез}} = M \cdot C_{\text{pw}} \cdot \Delta t = 600.558 \cdot 10^4 \text{ ГДж}$,
- где M – масса, кг; C_{pw} – удельная теплоемкость воды, $\text{кДж}/(\text{кг} \cdot \text{град})$, Δt – разность температур, $^{\circ}\text{C}$;
- гидрохимический тип вод по аналогии с водами Усть-Селенгинского артезианского бассейна [2] – азотные, гидрокарбонатно-натриевые.

Уменьшение значений УЭС пород на дезинтегрированной поверхности фундамента и в ба-

зальной части осадочной толщи обусловлено коллекторными свойствами в объеме геотермального резервуара, локализованного в нижней части сброса, который достигает отложений морены (см. рис. 5). Этот объем ограничивается в северном направлении влиянием подпора со стороны водной массы оз. Байкал.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Неоднородное распределение интенсивности уходящего ИК излучения земной поверхности с формированием аномалий в краевой части Мичуринско-Выдринской депрессии на периферии южной впадины оз. Байкал связано с повышенным эндогенным тепловым потоком по термоактивному контурному разлому. Фактор увеличения эмиссии энергии в ИК диапазоне – сейсмичность. В зоне динамического влияния ЮБР тепломассообмен инициирует миграцию подвижных рудных элементов в геохимических потоках. На приразломных геохимических потоках формируются комбинированные геохимические барьеры: верхний “черный”, сорбционно-испарительный – в почве (слои А, АВ), донных илах и “коричневый”, сорбционно-окислительно-восстановительный на слоях ожелезнения в основании почвенного разреза и в породах коры выветривания предбайкальского пенеплена. В мелких впадинах-грабенах, содержащих торфяники, на глубинах около 3 м располагается нижний аноксидный восстановительный барьер анаэробной сульфидизации [3]. Концентрации i -го подвижного рудного компонента на верхнем почвенном барьере $C_{\text{бар}}$ рассматриваются как остаточные, поскольку соответствуют разности концентраций привноса $C_{\text{пр}}$, смыва-выноса $C_{\text{см}}$ и испарения $C_{\text{ис}}$:

$$C_{\text{бар}} = C_{\text{пр}} - C_{\text{ис}} - C_{\text{см}}. \quad (12)$$

Геохимический поток ртути на “черном” барьере в приразломной зоне ЮБР – эффективный геохимический показатель интервалов с высокой сейсмичностью. Геохимическая специализация В, As, Hg, S разломных зон, обусловленная их привносом на конвективной ветви приразломного тепломассообмена, отражает состав “эндогенного дыхания верхней коры” на сейсмоактивных участках.

В комплексе поисковых признаков формирования ГР объединяются данные ТКС, выделяющие аномалии уходящего поверхностного ИК излучения, структура пересечения разломов в активной тектонической зоне с повышениями концентраций подвижных рудных элементов при участии галоидов F, CL, Br и положительные результаты

электромагнитных исследований с определением залегания объемов низких УЭС в осадочном чехле и на поверхности фундамента, интерпретируемые как контуры подземных геотермальных резервуаров. Термальные воды в аналогичных геологоструктурных обстановках вскрыты неглубокими скважинами в соседнем Усть-Селенгинском артезианском бассейне (Сухая-1, Сухая-2, Энхалук, Большая Речка). По результатам электромагнитных исследований методом ЗСБ-МПП установлены объемы пород, располагающиеся в кровле фундамента под осадочными отложениями неоген-четвертичного комплекса [2]. Термальные воды приурочены к интервалам значений УЭС около 10 Ом · м и менее. При отсутствии или малой мощности осадочной толщи термальные воды проникают к поверхности (источники Горячинск, Котельниковский, Змеиный и т.д.). Аналогичное расположение геотермальных резервуаров свойственно в целом Монголо-Байкальскому региону. Глубина залегания термальных вод не превышает 300–500 м. Прогнозные запасы ГР достаточны для использования их в целях бальнеологии и теплоснабжения. Организация проходки поисковой скважины на рекомендуемом участке расположения геотермального резервуара в Муринско-Выдринской депрессии тем более актуальна, что последующая оценка его запасов обеспечит создание бальнеологического курортного центра с рабочими местами для населения, живущего близ г. Байкальска и имеющего серьезные проблемы трудоустройства в связи с недавним закрытием Байкальского целлюлозно-бумажного комбината.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бадминов П.С., Иванов А.В., Писарский Б.И., Оргильянов А.И. Окинская гидротермальная система (Восточный Саян) // Вулканология и сейсмология. 2013. № 4. С. 27–39.
2. Бадминов П.С., Миromanов А.В., Оргильянов А.И. и др. Перспективы поисков термальных вод в Усть-Селенгинском артезианском бассейне // Подземная гидросфера. Иркутск: "ООО Географ", 2012. С. 285–288.
3. Богуш А.А., Леонова Г.А., Бобров В.А. и др. Особенности концентрирования цинка, меди и серебра в торфянике Выдринского болота (Байкальский регион) // Современные проблемы геохимии. Иркутск: ИГХ СО РАН, 2012. Т. 1. С. 125–127.
4. Вилор Н.В., Андрулайтис Л.Д., Зарубина О.В., Данилов Б.С. Геохимия сейсмоактивных региональных разломов (Байкальская рифтовая зона, Восточная Сибирь) // Геохимия. 2015. № 1. С. 64–82.
5. Вилор Н.В., Богданов Г.В., Медведева Т.И. и др. Докембрийские метасоматиты краевого шва Сибирской платформы (южное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 1994. № 2. С. 35–47.
6. Вилор Н.В., Зарубина О.В., Андрулайтис Л.Д., Чупарина Е.В. Геохимические индикаторы уходящего поверхностного инфракрасного излучения сейсмоактивных разломов // Отечественная геология. 2011. № 3. С. 80–90.
7. Вилор Н.В., Минько Н.П. Инфракрасное излучение Саяно-Байкальской горной области и Байкальской рифтовой зоны по данным спутникового мониторинга // Докл. РАН. 2001. Т. 379. № 5. С. 666–669.
8. Голубев В.А. Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Академ. изд-во "Гео", 2007. 224 с.
9. Горный В.И., Шилин Б.В., Ясинский Г.И. Тепловая аэрокосмическая съемка. М.: Недра, 1993. 128 с.
10. Госсорг Ж. Инфракрасная термография. М.: Мир, 1988. 399 с.
11. Добровольский В.В. Основы биогеохимии. М.: Academia, 2003. 397 с.
12. Дучков А.Д., Соколова Л.С. Атлас геотермических карт Сибири. Новосибирск: ИНГГ СО РАН. 2000. ИРТЕРНЕТресурс://ipgg.sbras.ru> ИНГГсоран>.../puzyirev100_211-216.pdf
13. Коваль П.В., Удодов Ю.Н., Саньков А.В. и др. Геохимическая активность разломов Байкальской рифтовой зоны // Докл. РАН. 2006. Т. 409. № 3. С. 389–393.
14. Ломоносов И.С. Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1974. 166 с.
15. Лунина О.В., Гладков А.С., Шерстянkin П.П. Новая электронная карта активных разломов юга Восточной Сибири // Докл. РАН. 2010. Т. 411. № 5. С. 662–667.
16. Лысак С.В. Тепловой поток континентальных рифтовых зон. Новосибирск: Наука, 1988. 199 с.
17. Лысак С.В. Тепловой поток в зонах активных разломов на юге Восточной Сибири // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 8. С. 791–803.
18. Мац В.Д. Возраст геологических феноменов Байкала // Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы. Иркутск: ИЗК СО РАН, ИГУ, 2013а. Т. 1. С. 209–213.
19. Мац В.Д. Пенепплены, коры выветривания и рифтогенез // Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы. Иркутск: ИЗК СО РАН, ИГУ, 2013б. Т. 1. С. 213–217.
20. Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.Н. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины. Стратиграфия и геологическая история. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. 252 с.
21. Хромовских В.С. Сейсмогеология южного Прибайкалья. М.: Наука, 1965. 122 с.
22. Шилин Б.В. Тепловая аэросъемка при изучении природных ресурсов. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 247 с.

REFERENCES

1. Badminov, P.S., Ivanov, A.V., Pisarskii, B.I., Orgil'yanov, A.I. *Okinskaya gidrotermalnaya sistema (Vostochnyi Sayan)* [Okinskaya hydrothermal system (Eastern Sayan)]. *Vulkanologiya i seismologiya*, 2013, no. 4, pp. 27-39. (in Russian).
2. Badminov, P.S., Miromanov, A.V., Orgil'yanov A.I., et al. *Perspektivy poiskov termal'nykh vod v Ust'-Selenginskom artezijskom basseine* [Prospects in search of thermal water in Ust-Selenga artesian basin]. *Podzemnaya gidrosfera* [Underground hydrosphere]. Irkutsk, OOO Geograf Publ., 2012, pp. 285-288. (in Russian).
3. Bogush, A.A., Leonova, G.A., Bobrov, V.A., et al. *Osobennosti kontsentrirvaniya tsinka, medi i serebra v torfyannike Vydrinskogo bolota (Baikal'skii region)* [Specifics in concentration of zinc, copper, and silver in the Vydrinskii peat bog (Baikal region)]. *Sovremennye problemy geokhimii* [Contemporary problems in geochemistry]. Irkutsk, IGKh SO RAN. 2012, vol. 1, pp. 125-127. (in Russian).
4. Vilor, N.V., Andrulaitis, L.D., Zarubina, O.V., Danilov, B.S. *Geokhimiya seismoaktivnykh regional'nykh razlomov (Baikalskaya riftovaya zona, Vostochnaya Sibir')* [Geochemistry of seismoactive regional faults (Baikal rift zone, Eastern Siberia)]. *Geokhimiya*, 2015, no. 1, pp. 64-82. (in Russian).
5. Vilor, N.V., Bogdanov, G.V., Medvedeva, T.I. et al. *Dokembriiskie metasomatity kraevogo shva Sibirskoi platformy (yuzhnoe Pribaikal'e)* [PreCambrian metasomatites of the Siberian platform rim (southern CisBaikal region)]. *Geologiya i geofizika*, 1994, no. 2, pp. 35-47. (in Russian).
6. Vilor, N.V., Zarubina, O.V., Andrulaitis, L.D., Chuparina, E.V. *Geokhimicheskie indikatory ukhodyashchego infrakrasnogo izlucheniya seismoaktivnykh razlomov* [Geochemical indicators of outgoing surface infrared radiation in seismoactive faults]. *Otechestvennaya geologiya*, 2011, no.3, pp. 80-90 (in Russian).
7. Vilor, N.V., Munko, N.P. *Infrakrasnoe izlucheniye Sayano-Baikal'skoi gornoj oblasti i Baikal'skoi riftovoi zony po dannym sputnikovogo monitoring* [Infrared radiation of Sayan-Baikal rift zone by the satellite monitoring data]. *Doklady RAN*, 2001, vol. 379, no. 5, pp. 666-669. (in Russian).
8. Golubev, V.A. *Konduktivnyi i konvektivnyi vyosn tepla v Baikalskoi riftovoi zone* [Conductive and convective heat output in Baikal rift zone], Novosibirsk, Geo Acad. Publ., 2007, 224 p.
9. Gornyi, V.I., Shilin, B.V., Yasinskii, G.I. *Teplovaya aerokosmicheskaya s'emka* [Thermal airspace survey]. Moscow, Nedra Publ., 1993. 128 p. (in Russian).
10. Gossorg, J. *Infrakrasnaya termografiya* [Infrared thermography]. Translated from English, Moscow, Mir, 1988. 399 p. (in Russian).
11. Doborovolskii, B.D. *Osnovy biogeokhimii*. [Fundamentals of biogeochemistry]. Moscow, Academia Publ., 2003, p. 397. (in Russian).
12. Duchkov, A.D., Sokolova, L.S. *Atlas geotermicheskikh kart Sibiri* [Atlas of geothermic maps of Siberia]. Novosibirsk, OIGGGiM SO RAN, 2000. Available at: <http://ipgg.sbras.ru> ИИГГГсоран>.../puzyirev100_211-216.pdf
13. Koval, P.V., Udodov, Yu.N., Sankov, V.A. et al. *Geokhimicheskaya aktivnost' razlomov Baikalskoi riftovoi zony* [Geochemical activity of faults in Baikal rift zone]. *Doklady AN*, 2006, vol. 1. 409, no. 3, pp. 389-393. (in Russian).
14. Lomonosov, I.S. *Geokhimiya i formirovanie sovremennykh gidroterm Baikalskoi riftovoi zony*. [Geochemistry and formation of contemporary hydrotherms in Baikal rift zone]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1974, 166 p. (in Russian).
15. Lunina, O.V., Gladkov, A.S., Sherstyankin, P.P. *Novaya elektronnaya karta aktivnykh razlomov yuga Sibiri* [New digital map of active faults in the southern Siberia]. *Doklady AN*, 2010, vol. 411, no. 5, pp. 662-667. (in Russian).
16. Lisak, S.V. *Teplovoi potok kontinental'nykh riftovykh zon*. [The heat flux in continental rift zones]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1988, 199 p. (in Russian).
17. Lisak, S.V. *Teplovoi potok v zonakh aktivnykh razlomov na yuge Vostochnoi Sibiri* [The heat flux in active fault zones in the south of Eastern Siberia]. *Geologiya i geofizika*, 2002, vol. 43, no. 8, pp. 791-803. (in Russian).
18. Mats, V.D. *Vozrast geologicheskikh fenomenov Baikala* [The age of geological phenomena in Baikal region]. *Kontinental'nyi riftogenez, soputstvuyushchie protsessy* [The continental riftogenesis and accompanying processes] Irkutsk, IZK SO RAN Publ., 2013, vol. 1, pp. 209-213. (in Russian).
19. Mats, V.D. *Penepleny, kory vyvetrivaniya i riftogenez* [Peneplens, weathering crusts and riftogenesis]. *Kontinental'nyi riftogenez, soputstvuyushchie protsessy* [The continental riftogenesis and accompanying processes] Irkutsk, IZK SO RAN Publ., 2013, vol. 1, pp. 213-217. (in Russian).
20. Mats, V.D., Ufimtsev, G.F., Mandel'baum, M.N. *Kainozoi Baikalskoi riftovoi vpadiny. Stratigrafiya i geologicheskaya istoriya* [The Baikal basin in the Cenozoic. Stratigraphy and geologic history]. Novosibirsk, SO RAN Publ., 2001. 252 p. (in Russian).
21. Khromovskikh, V.S. *Seismogeologia yuzhnogo Pribaikaliya* [Seismogeology of the southern CisBaikal region]. Moscow, Nauka Publ., 1965, 122 p. (in Russian).
22. Shilin, B.V. *Teplovaya aeros'emka pri izuchenii prirodnikh resursov*. [Thermal air survey for natural resources study]. Leningrad, Gidrometeoizdat, 1980. 247 p. (in Russian).

SEISMIC AND GEOTHERMAL ACTIVITY OF REGIONAL FAULTS (SOUTHERN BAIKAL REGION, EASTERN SIBERIA)

N. V. Vilor*, A. V. Miromanov**, M. Yu. Tolstoi**, M. A. Vilor***, P. S. Badminov****

**Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences,
ul. Favorskogo 1a, Irkutsk, 664033 Russia.*

E-mail: vilor@igc.irk.ru

***National Research Irkutsk State Technical University,
ul. Lermontova 71, Irkutsk, 664074 Russia. E-mail: ggpi@istu.edu*

****Irkutsk State University, ul. Lermontova 124, Irkutsk, 664074 Russia.*

E-mail: mvilor@rambler.ru

*****Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, ul. Lermontova 128,
Irkutsk, 664033 Russia.*

E-mail: prokop_sbade@mail.ru

The search for alternative sources of energy for heat supply of settlements is of current importance on the specially protected areas in the boreal and subboreal climatic zones of Russia, such as the Baikal natural territory. The article presents the results of geological, geochemical and geophysical studies in the area of dynamic influence of seismic South Baikal Fault (SBF) aimed at identifying the prospecting signs of fracture location of underground geothermal reservoirs, and at revealing the connection of these features to the tectonic faults and geochemical specifics as related to the environmental security of recreational facilities and settlements. To determine the outgoing surface heat flow, the remote sensing Earth satellite with the EOS MODIS radiometer operating according to the method of thermal satellite survey (TSS) was used. Land surface anomaly of the outgoing infrared (IR) radiation in a seismically active part of SBF, controlling the position of underground geothermal reservoir has been studied. The cumulative power of the surface radiation in the thermal range, adopted as an indicator of the heat potential in the band of SBF dynamic influence (at the specific power of 14.435 KW/km²) is equal in the central zone to 1,168 MW; a low MW 0.138 calculated given the length of the studied positive thermo-feeler outgoing infrared radiation of the surface equal with basic 26.4 km and low 5.6 km. Using the concentration and time of geochemical barriers formation, the geochemical flows of mobile ore elements accompanying the heat and mass transfer in the fault zone are identified. Geochemical flow of mercury is directly proportional to the surface heat flow in the fault zone. In the area of dynamic influence of SBF with seismicity reaching 9 points, the outgoing infrared radiation of the surface of mercury in unconsolidated formations reach 0.12 ÷ 0.35 g/t. Geochemical specifics of B, Hg, S and As in the area SBF is an indicator of "endogenous respiration of the upper crust" in the seismically active part of fault. Abnormal IR radiation, geochemical data and electromagnetic measurements of terrestrial tectonic depression at the southern border of Lake Baikal is considered as direct search features for the reserves of geothermal heat resources, extremely scarce in the southern Baikal in Irkutsk region. The depth of the thermal water is determined, and probable reserves of geothermal resources are calculated to be sufficient for the purposes of spa treatment and heating.

Keywords: *Baikal rift zone, infrared radiation, fault, heat flow, geochemical halo, temperature, thermal water, geothermal resources.*