

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**
масштаба 1 : 200 000

Серия Селенгинская
Лист М-48-IV (Бабушкин)

МОСКВА
2019

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
(Минприроды России)
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
(Роснедра)

Государственное федеральное унитарное предприятие «Бурятгеоцентр»
(ГФУП «Бурятгеоцентр»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 200 000

Издание второе

Серия Селенгинская

Лист М-48-IV (Бабушкин)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА



Москва
Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ» • 2019

УДК 55(084.3М200):528.94.065(571.54)
ББК 26
Г72

Авторы

В. В. Кошкин, В. Е. Леонов, Е. И. Курбатова, А. С. Ивлев, Е. Д. Дорохина

Редактор *В. П. Арсентьев*

Рецензенты

канд. геол.-минерал. наук **И. Н. Тихомиров**
канд. геол.-минерал. наук **В. К. Шкатова**

Г72 **Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Селенгинская. Лист М-48-IV (Бабушкин). Объяснительная записка [Электронный ресурс] / В. В. Кошкин, В. Е. Леонов, Е. И. Курбатова и др.; Минприроды России, Роснедра, ГФУП «Бурятгеоцентр». – Электрон. текстовые дан. – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2019. – 1 опт. диск (DVD-ROM) (157 Мб). – Систем. требования: Microsoft Windows NT; Microsoft Word от 2003; Adobe Acrobat Reader от 10.0; дисковод DVD-ROM. – Загл. с экрана. – ISBN 978-5-93761-308-0 (объясн. зап.), ISBN 978-5-93761-309-7**

На основе ГДП-200, проведенного в 2000–2004 гг., составлен комплект Госгеолкарты-200: геологическая карта, карта четвертичных образований, карта полезных ископаемых и закономерностей их размещения. Описаны подразделения стратиграфического разреза, интрузивные, метаморфические и гидротермальные образования, тектоника и геологическая история, полезные ископаемые, приведены основные сведения по геоморфологии, гидрогеологии и геоэкологии района. Табл. 5, илл. 1, список лит. 150 назв., прил. 11.

УДК 55(084.3М200):528.94.065(571.54)
ББК 26

Рекомендовано к печати
НПС Роснедра 17 февраля 2006 г.

ISBN 978-5-93761-308-0 (объясн. зап.)
ISBN 978-5-93761-309-7

© Роснедра, 2019
© ГФУП «Бурятгеоцентр», 2005
© Коллектив авторов и редакторов, 2005
© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2005
© Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2019

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ.....	7
СТРАТИГРАФИЯ.....	11
ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ.....	28
ТЕКТОНИКА	39
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ.....	46
ГЕОМОРФОЛОГИЯ.....	50
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ	53
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА	70
ГИДРОГЕОЛОГИЯ.....	74
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА	78
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	84
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	86
<i>Приложение 1.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых листа М-48-IV Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	92
<i>Приложение 2.</i> Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых ореолов (ШО) и потоков (ШП), первичных геохимических ореолов (ПГХО), вторичных геохимических ореолов (ВГХО) и потоков (ВГХП), гидрохимических потоков (ГДХП), геофизических (ГФА) и радиоактивных (РА) аномалий, показанных на карте полезных ископаемых листа М-48-IV Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	93
<i>Приложение 3.</i> Список месторождений и проявлений (П) полезных ископаемых, показанных на карте палеоген–четвертичных образований листа М-48-IV Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	99
<i>Приложение 4.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых к Госгеолкарте листа М-48-IV	101
<i>Приложение 5.</i> Таблица прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов к листу Госгеолкарты М-48-IV	102
<i>Приложение 6.</i> Список стратотипов, петротипов, опорных обнажений и буровых скважин, показанных на геологической карте и карте палеоген–четвертичных образований листа М-48-IV	103
<i>Приложение 7.</i> Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов.....	104
<i>Приложение 8.</i> Список пунктов находок ископаемых остатков, показанных на листе М-48- IV	105
<i>Приложение 9.</i> Каталог памятников природы, показанных на листе М-48-IV	107
<i>Приложение 10.</i> Таблица силикатных анализов по листу М-48-IV	108
<i>Приложение 11.</i> Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листа Госгеолкарты М-48-IV прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов.....	111

ВВЕДЕНИЕ

В целях повышения качества преподавания геологических дисциплин и подготовки студентов по геологической съемке, поискам и разведке месторождений полезных ископаемых совместным постановлением МПР и Минобразования РФ в 1999 году было предусмотрено создание учебно-производственных участков (листов ГДП-200 и др.) для высших учебных заведений, готовящих инженеров геологических специальностей. Управлением геологических основ недропользования в 1999 году для ИрГТУ полигонным объектом определен лист М-48-IV, на площади которого пообъектным планом работ с 2000 года предусматривалось ГДП-200, ответственный исполнитель и поставщик – ГФУП «Бурятгеоцентр».

Административное положение площади работ – Кабанский, Селенгинский районы Республики Бурятия и юго-восточная часть Иркутского района Иркутской области; координаты: $51^{\circ}20' - 52^{\circ}00'$ с. ш. и $105^{\circ}00' - 106^{\circ}00'$ в. д. Общая площадь – $5\,132\text{ км}^2$, в т. ч. акватория оз. Байкал – $2\,512\text{ км}^2$ и суша – $2\,620\text{ км}^2$.

Территория исследований находится в южном Прибайкалье и представляет собой среднегорную страну, ограниченную в центральной части листа берегами оз. Байкал. На северо-западе площади находятся южные склоны Приморского хребта, на юго-востоке проходит осевая часть хребта Хамар-Дабан. Эти основные орографические единицы вытянуты в северо-восточном направлении.

Приморский хребет протягивается вдоль северо-западного побережья оз. Байкал. Абсолютные отметки его достигают $1\,178\text{ м}$, относительные превышения – $700 - 750\text{ м}$. Хребет асимметричного строения: юго-восточный склон крутой, уступом обрывается к оз. Байкал, сильно расчленен глубоко врезанными узкими долинами с крутыми склонами; северо-западный постепенно выполаживается и переходит в Онотскую возвышенность, протягивающуюся в субширотном направлении. Речная сеть представлена мелкими речками: Бол. Коты, Черная, Бол. Кадильная и др., впадающими в оз. Байкал.

Основную часть территории занимают северо-западные отроги хр. Хамар-Дабан. При общем понижении рельефа по направлению к Байкалу западная часть листа имеет более расчлененный рельеф, чем восточная. Абсолютные отметки отдельных вершин здесь достигают $2\,151\text{ м}$, а относительные высоты дна долин и прилегающих к ним водоразделов – $900 - 1\,100\text{ м}$, придавая рельефу альпинотипный облик. К востоку от р. Мишиха хребет выполаживается, абсолютные высоты колеблются в пределах $1\,400 - 1\,500\text{ м}$, а разность высотных отметок с днищами долин составляет $300 - 400\text{ м}$. Речная сеть представлена многочисленными водотоками, впадающими в оз. Байкал. Наиболее крупные из них рр. Мысовка, Мишиха, Переемная, Аносовка. Ширина их $10 - 60\text{ м}$, глубина – $0,4 - 1,2\text{ м}$, скорость течения – $1,2 - 2,7\text{ м/с}$; грунт твердый, каменистый. Это типичные горные реки с крутыми падениями, с многочисленными водопадами и каскадами. В верховьях большая часть рек оканчивается крутыми, нередко отвесными стенками. Русла загромождены огромными валунами. Восточнее Лев. Мишихи верховья рек по конфигурации долин резко отличаются. Здесь долины имеют значительную ширину, склоны их пологие, незаметно сливающиеся с заболоченными водоразделами (верховья Прав. Мишихи, Тельной и др.). В гольцовой зоне хребта расположены небольшие каровые озера малой глубины (несколько метров) с крутыми обрывистыми берегами.

Северную часть территории занимает оз. Байкал. Наибольшая глубина озера на территории – $1\,490\text{ м}$.

Климат района континентальный с резкими суточными и сезонными колебаниями температуры. Непосредственная близость оз. Байкал оказывает влияние на климат района. Зима на побережье мягче, а лето холоднее, чем в центральных частях Западного Забайкалья. По мере подъема в горы среднегодовая температура понижается от $-0,3^{\circ}\text{C}$ (Танхой, Мысовая) до -3°C (Хамар-Дабан, верховья р. Мишиха). Годовое количество осадков на побережье 505 мм , на

хр. Хамар-Дабан – более 1 200 мм в год.

Большая часть исследуемой площади покрыта хвойными и смешанными лесами. На побережье и в нижнем течении рек преобладают береза, осина, тополь, ольха, черемуха. Водоразделы, среднее и верхнее течение рек, склоны долин покрыты лесами, состоящими из пихты, кедра, ели, реже – сосны. Верхняя граница леса поднимается до 1 700–1 800 м, выше которого встречаются заросли кедрового стланика.

Все населенные пункты района располагаются на побережье оз. Байкал: г. Бабушкин, пос. Танхой, Клюевка, Ивановка, Мишиха и др. Население преимущественно занято на обслуживании железной дороги и рыболовством. Вдоль побережья озера проходит линия Восточно-Сибирской железной дороги, а параллельно ей – автомобильная дорога. От г. Бабушкин на юг в лесхоз Темник есть грунтовая дорога, проходима в любое время года. Остальные дороги – грунтовые полевые, лесные, вьючные и пешеходные тропы. Западная часть территории листа входит в Байкальский биосферный заповедник.

Геологическое строение района характеризуется сложным сочетанием разновозрастных и многофазных магматических и метаморфических комплексов и стратифицированных толщ от архея до кайнозоя включительно. Широко развиты разрывные нарушения различных морфологических типов. Особый отпечаток накладывают неотектонические процессы, связанные с развитием Байкальского рифта: землетрясения, сели и оползни, грязевые вулканы на дне озера, сейсмогенные трещины по южному побережью озера.

Территория листа М-48-IV входит в Байкальский эколого-экономический округ с особым режимом природопользования (БПТ – Байкальская природная территория) и является частью водосборного бассейна оз. Байкал, водное зеркало которого занимает практически половину площади листа. Здесь расположены особо охраняемые природные территории: Прибайкальский национальный парк (Иркутская область) и Байкальский государственный биосферный заповедник – «зона тишины» на территории Бурятии, действующие в рамках Закона № 7-ФЗ «Об охране окружающей среды» от 10.01.2002 г., а озеро Байкал является Участком Мирового Наследия ЮНЕСКО. Вода, побережье и воздушное пространство постоянно загрязняются отходами хозяйственной деятельности, как местных предприятий, так и дальнепринесенными токсикантами от промзоны Приангарья, негативно влияющими на здоровье населения. Ведущими экологически неблагоприятными процессами здесь являются загрязнение вод и воздуха, подтопление и изъятие земель, развивающиеся экзогенные геологические процессы – оползни, абразия берегов, сели и солифлюкция.

В 2001–2004 гг. Танхойской партией в рамках ГДП-200 проведена опережающая геохимическая съемка (900 проб на 2 620 км²), геологические и поисковые маршруты, геофизические исследования (магнитометрия, электропрофилирование, радиометрия, каппаметрия), шлиховое опробование, горные работы (канавы, шурфы, траншеи), бурение. В результате геологического доизучения выделены новые комплексы: средне-позднекарбонный билютайский щелочнополевошпатовых гранитов-сиенитов и позднепермский соготинский вулканоплутонический; принципиально пересмотрен возраст гнейсогранитов петротипического хамардабанского комплекса. Установлены геохимические аномалии низкой–средней интенсивности Au, Ag, Pb, Zn, Sn, Ba, Sr, Mo, Li, Zr, Y и La. В процессе детализации геохимических ореолов (170 проб) и изучения поисковых участков впервые на площади выявлены два золоторудных проявления с промышленными концентрациями Au («Изгиб» и «Осередыш») в тонкопрожилковых зонах окварцевания и сульфидизации среди осадочно-метаморфических пород. Собран обширный материал по опробованию и изучению литологии осадков дна Байкала, в т. ч. данные международного проекта «Байкал-бурение». Созданы авторские макеты карт: геологической, полезных ископаемых и закономерностей их размещения, палеоген–четвертичных образований, эколого-геохимической, фактического материала с фактографическими базами данных.

В работах по составлению объяснительной записки и комплекта ГК-200 участвовали: от ГФУП «Бурятгеоцентр» – Кошкин В. В., Курбатова Е. И., Леонов В. Е. (ГК и КПИ), Ивлев А. С. (КПЧО), Гладышев С. Н. и Кочев В. Г. (электронные макеты карт); от ИрГТУ – Пяткова М. В. (КПЧО), Дорохина Е. Д. и Карнаушенко М. Г. (экологический блок).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Издавна озеро Байкал привлекало интерес коренного населения и первопроходцев Сибири и Дальнего Востока. Огромный резервуар пресных вод, наличие богатой разнообразной флоры и фауны (в т. ч. эндемиков), транспортных путей – водный по озеру, купеческие и современные тракты, Кругобайкальская железная дорога и Транссибирская железнодорожная магистраль по юго-восточному побережью озера – в значительной мере определили и направления геологических исследований этого района – на выявление минерального сырья.

Первоначальные сведения о геологии района относятся к концу XVIII-го века, когда П. С. Паллас (1772 г.) первым высказал идею о тектоническом происхождении озера Байкал. Познание геологического строения территории начинается отдельными маршрутными наблюдениями с середины XIX-го столетия Н. Г. Меглицким (1852 г.), П. А. Кропоткиным (1873–1975 гг.), А. Л. Чекановским (1880 г.), отметившими широкое развитие в Забайкалье гранитов, сиенитов, диоритов, гнейсов и кристаллических сланцев. В 1877–1980 гг. в Прибайкалье и Западном Забайкалье вдоль побережья озера Байкал и предгорной части северного склона хр. Хамар-Дабан проводил геологические исследования И. Д. Черский. Впервые на геологической карте, кроме древних кристаллических пород, он показал пресноводные осадочные отложения третичной системы с пластами бурого угля и отпечатками растений. К концу XIX века относятся маршрутные исследования В. А. Обручева (1895–1998 гг.), занимавшегося инженерно-геологическими изысканиями, в связи с прокладкой Транссибирской железнодорожной магистрали и наблюдениями вдоль Кяхтинского тракта (Мысовая–Кяхта). Эти работы, наряду с другими исследованиями В. А. Обручева, определили его представление о «древнем темени Азии», в строении которого крупнейшую роль играют параллельные разломы преимущественно северо-восточного «байкальского» направления. В 1898 г. Л. А. Ячевский, при описании маршрута Мысовая–Кяхта, упоминает о магнитном железяке в бассейне р. Мысовка, а в 1909 г. при посещении этих «железных» проявлений А. В. Львов описывает Мысовское месторождение и высказывает предположение об его первично-осадочном происхождении и большой перспективности. Из работ начала XX-го столетия необходимо отметить исследования, проведенные А. В. Арсеньевым (1920–1921 гг.) на участке ст. Кедровая–ст. Мысовая, давшим подробное описание глинисто-песчаной угленосной толщи, качества, состава и генезиса углей. В пределах северо-западной части листа М-48-IV (Ангаро-Котинский рудный узел) длительное время (с 1840 г.) отрабатывались старательским способом россыпи золота по ручьям и временным водотокам, дренирующим Приморский хребет. Здесь в дореволюционный период (1914–1916 гг.) проводил исследования М. М. Тетяев, который выделил ряд надвиговых покровов на конгломератах байкальской фации юры, являющихся продуктом перемыва, переотложения и источником четвертичных золотоносных россыпей руслового и террасового типа. В этот же период (1913–1918 гг.) в бассейне рек Мишиха–Мысовка–Мантуриха проводил геологические исследования А. С. Докторович-Гребницкий, который также отметил широкое развитие метаморфических и изверженных пород.

С 30-х годов двадцатого столетия начинается планомерное изучение геологического строения Южного Прибайкалья. Первые площадные исследования масштаба 1 : 200 000 проводил Ю. М. Шейнманн [145], изучавший перспективы нефтегазоносности третичных отложений. В 1932 г. эти работы продолжил Г. Е. Рябухин в масштабе 1 : 100 000 [66], а затем Л. С. Петров [62]. Из исследователей этого периода хотелось бы выделить Н. И. Фомина [141, 142], проводившего в 1939 г. съемку масштаба 1 : 1 000 000 центральной части хр. Хамар-Дабан, а затем (1940 г.) ГС-200 в бассейнах рек Мантуриха–Мысовка–Мишиха–Темник (нижнее течение). Им заложены основы стратиграфии и магматизма района, дана подробная характеристика состава пород, подмечены основные особенности метаморфизма, в том числе его зональный характер и повышение степени метаморфизма в зонах мигматизации, сопровождающих выходы гнейсогранитов саянской интрузии. Н. И. Фомин предложил следующую схему стратиграфии мета-

морфических пород: слюдянская и хангарульская свиты (AR), битуджидинская свита и свита кристаллических известняков (PR). Интрузивные породы разделены им по возрасту на докембрийские, каледонские и ранне-позднепалеозойские.

С целью поисков слюдоносных пегматитов в 1943 г. К. П. Калинина [98] провела геологическую съемку масштаба 1 : 100 000 северных склонов хр. Хамар-Дабан (междуречье Снежная–Переменная). В 1951 г., в связи с поисками нефти на Байкале, Н. Н. Глазуновой [89] заснято в масштабе 1 : 50 000 юго-восточное побережье озера. В этом же году вдоль трассы Восточно-Сибирской железной дороги Г. Б. Пальшиным [60] был выполнен ряд инженерно-геологических исследований. В 1954–1955 гг. в районе р. Селенга и прилегающих участков побережья оз. Байкал проведена съемка масштаба 1 : 100 000 С. М. Замараевым [28]. Перспективами нефтегазоносности мезо–кайнозойских впадин Байкальской горной области занималась группа ученых во главе с Н. А. Флоренсовым (1952–1955 гг.), которые отметили громадную роль мезозойских и новейших разломов сбросового (Байкальский, Обручевский) и надвигового (Ангарский, Дельтовый) типа, приведших к высокой сейсмичности впадин и сложному сочетанию дислокаций в кристаллическом (допалеозойском) фундаменте [140]. Южная котловина оз. Байкал была заложена еще в юре, а соединение котловин в единый озерный водоем произошло в конце плицена и было обусловлено интенсивными поднятиями и опусканиями с амплитудой до 2 500 м по долгоживущим сбросам. Литифицированные неогеновые угленосные отложения южного побережья оз. Байкал залегают на коре выветривания древнего кристаллического фундамента и постепенно распространяются к северу под уровень мелководья, образуя южное тектонически нарушенное (складки, сбросы, сдвиги) крыло Байкальского прогиба асимметричного строения [81]. В 1956 г. К. Д. Клеменченко и В. Ф. Лесковым [103] составлена геологическая карта листа М-48-А, Б масштаба 1 : 500 000.

На основании обобщения и систематизации значительного фактического материала предшественников и личных наблюдений П. И. Налетовым на лист М-48 составлены геологическая карта и карта полезных ископаемых масштаба 1 : 1 000 000, которые вместе с монографиями [57, 58] послужили основой для проведения среднемасштабной геологической съемки.

Ряд поисково-оценочных и разведочных работ в южном Прибайкалье на различные виды полезных ископаемых (уголь, нефть, золото, титан, железо, алюминий, мусковит, карбонатное сырье, стекольные пески и глины) в течение 1928–1961 гг. проводили С. С. Смирнов и Д. С. Коржинский [134], В. П. Маслов [53], М. А. Цахновский [144], А. А. Киселев [102], Ф. Ф. Толстихин [136], В. С. Исакова [97], Н. М. Ивченко [95], В. Б. Убодоев [138], В. А. Черненко [148], Г. Е. Викулов [86, 87] и другие, последние установили в отдельных шлихах руслового аллювия знаки тонкого золота.

В пределах северо-западной части листа в бассейне падей Бол. и Мал. Кадильная проводились поисково-разведочные работы на цементное сырье Г. А. Покатиловым [124], О. В. Павловым и И. В. Шергиным [121]. Продуктивный горизонт химически чистых водорослевых известняков выделен в улунтуйской свите рифея с помощью химических методов исследования карбонатных пород.

В 1959–1960 гг. В. Н. Кодачиговым была проведена кондиционная геологическая съемка масштаба 1 : 200 000 [105], а в 1968 г. издана геологическая карта территории листа М-48-IV [106]. Геологосъемочные работы сопровождалась дешифрированием АФС, площадной металлотометрией, радиометрией, шлиховым опробованием. Дано подробное описание месторождений и проявлений железа, проявлений силлиманита, месторождений углей и строительных материалов. Схема стратиграфии и магматизма не отличается от схемы П. И. Налетова: стратифицированные отложения отнесены к нижнему (хангарульская толща) и верхнему (битуджидинская толща) протерозою, к триасовой (цаган-хунтейская свита), неогеновой (клюевская, мишихинская, танхойская толщи и ановская свита) и четвертичной системам. Интрузивные образования по возрасту разделены на протерозойские (туранский и хамардабанский комплексы), палеозойские (джидинский комплекс), триасово–юрские (гуджирский комплекс) и меловые (хурай-байбинский комплекс).

В северо-западной части площади (территория Иркутской области) геологическая съемка масштаба 1 : 200 000 проводилась в 1960–1961 гг. В. С. Аносовым [2, 82], при картировании листа N-48-XXXIV. Из стратифицированных образований здесь выделены: архейская таланчанская серия, верхнепротерозойская байкальская серия (голоустенская, улунтуйская, качергатская свиты) и байкальская фация конгломератов нижней–средней юры. Перспективы золотоносности пади Бол. Коты автором оценены отрицательно. В 1977–1980 гг. Ю. А. Новокшеновым и др. [120] в этом районе проведено геологическое картирование в масштабе 1 : 50 000. В качестве возможных коренных источников золотоносных россыпей они считали конгломераты байкальской фации юры и углеродистые сланцы качергатской свиты рифея.

В 1981–1982 гг. северо-восточные склоны хр. Хамар-Дабан в бассейне р. Мысовка охвачены поисковыми работами на фосфориты и апатит в осадочно-метаморфических образованиях и массивах габброидов монотойского комплекса [122]. Перспективных проявлений не выявлено и площади на промышленную апатитовую минерализацию дана отрицательная оценка.

Значительная часть площади (2 512 из 5 132 км²) листа М-48-IV занята акваторией оз. Байкал. Первые сведения о строении дна озера были получены в 1869–1979 гг. Б. И. Дыбовским и В. Г. Годлевским, которые установили асимметрию поперечного профиля Байкальской впадины. С 1869 по 1902 годы Ф. К. Дриженко проводил гидрографические исследования и занимался изучением прибрежной зоны. Длительное время (1925–1974 гг.) донные осадки Байкала изучались Г. Ю. Верещагиным. В 1957 году Л. М. Князева составила схематическую карту осадков южной части Байкала. Большой объем исследований донных отложений Байкала выполнен в период с 1961 по 1982 годы Г. С. Голдыревым [16], представившим схему развития Байкальской котловины в кайнозое. Начиная с 1977 года, по международному проекту «Байкал-бурение» проводятся буровые работы в южной котловине озера [44], где в донных осадках установлен мощный (~400 м) газогидратный слой (ГГС) метана.

Результаты научных исследований по магматизму и метаморфизму, стратиграфии, тектонике, геоморфологии, полезным ископаемым района отражены в работах В. Г. Беличенко, А. А. Шафеева, Н. А. Флоренсова, Н. А. Логачева, М. И. Кузьмина, В. А. Макрыгиной, Н. Л. Добрецова, Е. В. Складорова, Л. З. Резницкого, В. В. Хоментовского, В. С. Федоровского, Е. П. Васильева, Л. Н. Гутовой, Т. А. Дольник, В. М. Скобло, Д. Б. Базарова, И. Н. Резанова и др.

Аэромагнитную съемку масштаба 1 : 200 000 в 1960 г. провел В. И. Блюменцвайг [84] на всей территории, а затем А. А. Будунев [85] в юго-восточной части листа в 1981–1983 гг. выполнил АГСМ-съемку масштаба 1 : 200 000. Аэрогеофизическую съемку масштаба 1 : 50 000 с наземной оценкой перспективных аномалий проводили В. Н. Мельник [82] и А. Л. Шпильков в 1961 и 1972 гг. [146, 147]. На основании сходства физических полей и литологического состава осадочно-метаморфические породы хангарульской и битуджидинской толщ отнесены авторами к одной битуджидинской толще, возраст которой датирован верхним протерозоем. Выделены площади, перспективные на выявление месторождений и проявлений железа, редких металлов, радиоактивных элементов.

Гравиметрическая съемка масштаба 1 : 1 000 000 в Южном Прибайкалье проведена в 1966–1969 гг. П. А. Поповым [125], а затем Т. В. Лесниковой в 1988 г. [113] в пределах всего листа, кроме акватории озера Байкал, в масштабе 1 : 200 000.

В 2002 г. Г. Б. Литвинцев [117] завершил работы по составлению геофизической основы Госгеолкарты масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения по листу М-48. Материалы обработаны с использованием автоматизированной системы АСОД «Воздух». Составлены карты гравитационного, магнитного полей, содержания урана, тория, калия, мощности экспозиционной дозы и вторичной радиогеохимической зональности (метод «D»), дана подробная характеристика физических свойств горных пород.

В 1970-е годы Байкальской комплексной геофизической экспедицией начато исследование осадков и разломов дна озера методом непрерывного сейсмического профилирования (НСП). С 1977 по 1980 гг. сотрудники Московского университета исследовали осадки озера методом отраженных волн в модификации общей глубинной точки (МОВ ОГТ) с помощью электроискрового источника упругих волн. Эту работу продолжили ЛИН СО АН СССР, ГИН АН СССР совместно с Гамбургским университетом (1989 г.), ЛИН СО РАН совместно с геологической службой США исследовали газовые гидраты озера.

Экологические исследования, в основном академических институтов (ЛИН и СибГеохи СО РАН, Гипрогор), связаны с уникальностью водоема оз. Байкал – Участка Мирового Наследия (УМН). Основное направление их – изучение биологических и гидрохимических последствий загрязнения озера промышленными предприятиями (за пределами листа) и разработка природоохранных мер с целью выделения зон устойчивого экономического развития региона [135], а также на сохранение уникальной экосистемы Байкальской природной территории, в пределах которой выделяется «ядро» – центральная экологическая зона охраны (ЦЭЗО) и две «буферные» зоны ограничения хозяйственной деятельности.

Институт Геохимии СО РАН провел в 1981–1985 гг. картирование техногенных потоков и ореолов южной части оз. Байкал и бассейна р. Селенга, в 1985–1990 гг. – геохимическое опробование донных осадков озера, а в 1991–1994 гг. – многоцелевое геохимическое картирование масштаба 1 : 1 000 000 (МГХК-1000) с опробованием всех компонентов окружающей природной среды: снежный покров, почвы, донные осадки и растительность в пределах Байкальского геоэкологического полигона. В 1991–1993 гг. Институтом оптики атмосферы (г. Томск) прове-

дена аэрозольная съемка над оз. Байкал самолетом-лабораторией АН-30 «Оптик-3» с определением количества и массовой концентрации аэрозолей и состава взвешенных частиц. По результатам снегового опробования установлены аномалии фтора, свинца, ванадия, ртути и других тяжелых металлов, а также сульфат-, хлор-, нитрат- и аммоний-ионов. По аэрозолям предварительно выделены зоны воздушного загрязнения относительно экосистемы оз. Байкал: здесь обнаружены аномалии многих газов и токсичных металлов (ТМ): NO, NO₂, O₃, H₂S, SO₂, Cl, CO₂, ацетилен, бензол, Hg, Zn, Pb, Ni, Cu, As, V, Mo, Ba и др., в Южно-Байкальской котловине газовый аэрозольный шлейф от Иркутской промзоны формирует максимальные концентрации мелкодисперсных частиц с ТМ вдоль юго-восточной береговой линии озера.

В 1993–1996 гг. Центральная эколого-геохимическая партия «Бурятгеоцентра» проводила по «Программе геолого-экологических исследований территории Российской Федерации на 1991–1995 гг. и до 2005 г.» геоэкологическую съемку масштаба 1 : 1 000 000 (ГЭИК-1000) на всей территории Бурятии [109] с плотностью опробования компонентов ОС-1 проба на 100 км² (почвы, донные отложения, поверхностные воды и снежный покров). Концентрации многих химических элементов в почвах Бурятии колеблются в широких пределах – от низких до очень высоких уровней содержаний, превышающих местами уровень ПДК в 2–8 раз в пределах промузлов и селитебных земель, а незначительные по площади (от сотни м² до нескольких км²) природные очаги загрязнения почв тяжелыми металлами развиваются практически во всех ландшафтах Бурятии. В ряде районов Республики в почвах установлены [112, 119] аномально высокие удельные концентрации искусственных радионуклидов («цезиевые пятна») от 30 до 400 Бк/кг, в т. ч. и в пределах листа М-48-IV, создававшие в момент выпадения радиоактивных осадков (¹³⁷Cs, ⁹⁰Sr) запрядельную дозу облучения (более 5 сантизиверт), но в настоящее время не препятствующие хозяйственной деятельности населения.

Наиболее полная геохимическая характеристика снежного покрова получена в 2000–2003 гг. сотрудниками Института Геохимии СО РАН и Госуниверситета (г. Иркутск) на территории Байкальского биосферного заповедника [67]. Техногенное загрязнение территории заповедника возможно через атмосферный перенос загрязняющих веществ аэрозолями в верховья речных долин, предгорья и на северный склон хр. Хамар-Дабан от Иркутского промузла и Байкальского целлюлозного комбината. Максимальный уровень накопления в водной фазе снега варьируется от 0,1 (Mn, Zn) до 0,2 (P) мкг/м², для остальных элементов – на порядок ниже, характерный для фоновых территорий. Это доказывает, что территорию заповедника можно отнести к наиболее чистым внутриконтинентальным горным районам планеты. Вдоль дорожного полотна выявляются локальные аномалии в водной фазе снега – Sc, Bi, Cu, Cd, As, Ag, V, Be и в твердой фазе – Pb, Mo, Sn, Bi с коэффициентом контрастности от 2 до 10. На загрязнение почв территории техногенными радионуклидами указывают фиксированные (1959–1960 гг.) замеры «наведенной» радиоактивности (60–90 мкР/ч) от радиоактивных осадков на моховом покрове после таяния снега, превышающей природную радиоактивность в 4–9 раз.

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении площади исследований принимают участие стратифицированные образования от архея до кайнозоя. В легенде распространение разновозрастных образований отражено районированием по возрастным срезам и типам разрезов, характеризующим наиболее крупные этапы геологического развития региона. В пределах южной окраины Сибирской платформы выделяется ряд районов: Шарьжалгайский, для которого характерно развитие нижнеархейских глубокометаморфизованных пород, представляющих фундамент платформы; Анайско-Голоустенский – с широким проявлением средне-верхнерифейских отложений чехла платформы, накапливающихся в Прибайкальском перикратонном прогибе. В Окунайско-Голоустенском районе нижневендские отложения выполняют Ангаро-Ленский платформенный прогиб, а в Ангаро-Котинском – ниже-среднеюрские грубообломочные породы выполняют Присаянский предгорный прогиб. В Саяно-Байкальской складчатой области выделена Хамар-Дабанская структурно-геологическая зона преимущественного развития нижнекембрийских, ордовикских (?) и верхнепермских образований палеозоя. Палеоген–неогеновые и четвертичные отложения большой мощности развиты в Байкальской рифтовой впадине, а также слагают террасы и долины крупных рек.

НИЖНЕАРХЕЙСКАЯ ЭНОТЕМА

Наиболее древние образования на данной территории представлены жидойской толщей, которая совместно с вышележащими шумихинской и ерминской свитами (распространены за пределами площади) относится к шарьжалгайской серии нижнего архея [126], слагающей выступы фундамента Сибирской платформы. Многочисленные исследователи приходят к выводу о том, что первичными породами для образования архея явились эффузивные, песчано-глинистые и карбонатные осадки.

Жидойская толща (AR_1Zd) в пределах площади листа М-48-IV установлена в виде двух ксенолитов размером менее 1 км^2 среди гранитоидов шумихинского комплекса в междуречье падей Черная и Бол. Коты. Она представлена биотит-амфибол-пироксеновыми гнейсами и кристаллосланцами. В стратотипе [127] жидойская толща разделена на две подтолщи, но из-за ограниченности развития на площади исследований расчленить ее оказалось сложно.

Гнейсы средне-мелкозернистые полосчато-гнейсовидной и гнейсовидной текстуры. Состав их непостоянный (в %): плагиоклаз (андезин) – 30–40, кварц – 20–40, гиперстен – 1–3, моноклинный пироксен – 1–5, роговая обманка – 0–7, биотит – 5–15, калиевый полевой шпат – 0–10. Акцессорные минералы представлены рудным, рутилом, цирконом, апатитом. Структура лепидогранобластовая, гранобластовая.

Кристаллосланцы мелкозернистые плотные с массивной текстурой. Как правило, более меланократовые, темноцветные минералы представлены преимущественно гиперстеном и моноклинным пироксеном, количество которых достигает 30 %. Структура гранобластовая, гетерогранобластовая. Из акцессорных минералов встречаются рудный, апатит и сфен.

Двупироксеновые гнейсы характеризуются по отношению к кларку высокими содержаниями германия, молибдена и свинца. Геохимическая специализация кристаллосланцев выражена в повышенных содержаниях редких элементов: лития, бериллия, а также бария, характерных для гранитизированных пород. Радиоактивность – 16 мкР/ч.

Породы жидойской толщи интенсивно мигматизированы (количество метатекта – от 10 до 90 %) и неравномерно метаморфизованы в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма. Преобразования гранулитовой фации наиболее характерны для данной площади.

Образования архея с резким угловым несогласием перекрываются средне-верхнерифейски-

ми отложениями. Имеющиеся в настоящее время изотопные датировки метаморфических пород показывают значения от 2,8 до 3,7 млрд лет [9]. Возраст жидойской толщи согласно легенде определяется как раннеархейский [10].

Мощность толщи до 200 м.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭНОТЕМА

Образования верхнего протерозоя представлены осадочными отложениями чехла Сибирской платформы в составе карбонатно-терригенных голоуспенской, улунтуйской и качергатской свит байкальской серии среднего–верхнего рифея, выделенной М. М. Тетяевым в 1916 г. и, в незначительном объеме, терригенной ушаковской свитой нижнего венда [14, 24, 25, 42, 70, 73, 77].

СРЕДНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Голоуспенская свита (RF_{2gl}) представлена терригенно-карбонатными и, в незначительной степени, вулканогенно-терригенными породами, слагающими узкую полосу побережья Байкала у северной рамки листа. Состав свиты: доломиты, известняки, песчаники, горизонты глинистых, глинисто-алевритовых и хлорит-карбонатных сланцев, прослой туфогенно-осадочных пород. Падение пород в основном моноклинальное с редким осложнением в виде простых складок. За пределами площади установлено несогласное залегание свиты на гранитоидах раннего протерозоя и метаморфических образованиях архея.

По литологическим и структурно-текстурным особенностям пород голоуспенская свита подразделяется на три подсвиты [24, 25, 73, 120].

Нижняя подсвита представлена светлыми доломитами, известковыми доломитами и пестроцветными сланцами, на отдельных участках в основании наблюдались гравелиты и конгломераты. В карбонатных породах обнаружены редкие остатки микрофитоцитов: *Osagia tenuilamelata* Reitl., *Vesicularites compositus* Z. Zhur. Мощность подсвиты 200–500 м.

Средняя подсвита сложена главным образом кварцитовидными песчаниками и кварцитами, в меньшей степени – полевошпат-кварцевыми и карбонатно-кварцевыми песчаниками и отчасти доломитами и известняками, содержащими терригенную примесь. Местами присутствуют прослой кварцевых гравелитов и алевролитовых сланцев. На отдельных участках в нижних частях разреза отмечаются гравелистые песчаники с редкими угловатыми обломками нижележащих пород. Цвет пород серовато-белый, желтовато-серый и, реже, красновато-бурый. Мощность 114 м.

Верхняя подсвита залегает непосредственно на кварцевых песчаниках средней подсвиты. Значительную часть ее разреза (около 50 %) слагают темно-серые до черных известняки и доломиты, нередко онколитовые, битуминозные, в меньшем количестве встречаются песчаники, туфопесчаники, туффиты, туфы среднего и основного состава, отмечаются прослой тальцитов и тальк-карбонатных сланцев. Слои карбонатных пород часто образуют мощные рифогенные постройки с остатками микрофитоцитов: *Osagia decimana* Yak., *O. acerba* f. sp., *O. tenuilamelata* Reitl., *O. tchaica* Yak., *O. columnata* Reitl., *Vesicularites compositus* Z. Zhur., *V. kurtunicus* Yak. и строматолитов: *Anabaria vizenda* Dol., *Conophyton garganicus* Korol., *Compactocollenia sarmensis* Korol. Мощность подсвиты 190–250 м.

На площади листа развиты только породы верхней подсвиты, среди которых преобладают разнозернистые аркозовые и кварцитовидные песчаники, филлитовидные и глинистые сланцы, доломитизированные известняки и доломиты. Мощность их не превышает 200 м.

Породы голоуспенской свиты формировались в мелководно-бассейновой и прибрежно-морской фациальной обстановках. Они характеризуются базитовой халькофильной специализацией: в доломитах содержания Ni, Ti, Co, Zn, Cu, Ba, Mo превышают кларки в 3–18 раз, для кварцитов характерны накопления Mn, Ni, Co, Cu и Sr, отмечаются прожилки пирита, известняки имеют повышенный фон по Ti и Sr; глинистые сланцы характеризуются незначительным накоплением Be и Zn. Согласно анализу магнитной восприимчивости осадочные породы свиты являются практически немагнитными. Отложения голоуспенской свиты на МАКС характеризуются серым и светло-серым фототонном. Хорошо дешифрируются структурные линии северо-восточного направления, структурные изгибы, обычно четко выражена граница между горизонтами доломитов и песчаников.

На основании палеонтологических остатков и стратиграфического положения в разрезе байкальской серии возраст голоуспенской свиты датируется средним рифеем.

СРЕДНЕ-ВЕРХНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Улунтуйская свита ($RF_{2-3}ul$) в виде полосы северо-восточного простирания шириной 0,5–2 км протягивается от устья пади Бол. Кадильная до северной границы площади. В верховье пади Бол. Кадильная она выходит на поверхность в ядре антиклинальной складки. Свита расчленена также на три подсвиты, но на геологической карте показана нерасчлененной ввиду небольших мощностей этих подразделений.

В нижней подсвите преобладают глинистые и алевроитовые сланцы с тонкими прослоями и линзами темно-серых известняков, кварцевых песчаников, тальк-карбонатных и углеродистых сланцев. Мощность 340–630 м.

Средняя подсвита существенно карбонатная. Сложена водорослевыми известняками и доломитами, среди которых изредка появляются маломощные прослои талькитов и сланцев. По пади Мал. Кадильная в разрезе органогенных известняков и доломитов Т. А. Дольник и Г. А. Воронцовой [24] определены микрофитоциты: *Osagia decimana* Yak., *O. tenuilamellata* Reitl., *O. tchaica* Yak., *O. columnata* Reitl., *Vesicularites flexuosus* Reitl., *V. compositus* Z. Zhur. и строматолиты: *Baicalia baicalica* (Masl.) Kryl., *B. valuchtenia* Dol., *Conophyton cadilnicus* (Korol.) Shen., *Masloviella columnaris* (Korol.) Velk. Мощность подсвиты 270–530 м.

Верхняя подсвита представлена алевролитами, глинисто-алевроитовыми сланцами, песчаниками и темно-серыми известняками. В верхней части разреза наблюдается тонкое чередование онколитовых доломитов, известняков, углисто-глинистых сланцев и песчаников. Мощность подсвиты 155–370 м.

Отложения свиты не выдержаны по простиранию и фашиально очень изменчивы. Максимальная мощность свиты на площади не превышает 400 м [20].

Терригенные породы улунтуйской свиты имеют олигомиктовый кварцевый состав. На поверхностях напластования в алевролитах и песчанистых алевролитах встречаются отпечатки знаков симметричной ряби, трещины усыхания. В карбонатных породах широко распространены строматолиты и онколиты, горизонтальная и волнистая слоистость, брекчиевидные и органогенные текстуры. В алевролитах и известняках отмечаются повышенные фоновые содержания Ва, Мо и Со. Отложения свиты обладают слабыми дешифрировочными признаками.

В пределах листа отсутствуют нормальные стратиграфические взаимоотношения улунтуйской свиты с подстилающими голоустенскими отложениями. Контакты их тектонические. Средне-верхнерифейский возраст свиты определяется по наличию руководящих форм строматолитов и микрофитоцитов.

ВЕРХНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Качергатская свита завершает разрез байкальской серии. Отложения свиты слагают обширную территорию в бассейнах падей Ундун-Даван, Мал. и Бол. Кадильная, залегая в целом согласно на породах улунтуйской свиты и лишь на отдельных участках (мыс Бол. Кадильный и др.) в основании свиты отмечаются линзы гравелитов и конгломератов, свидетельствующие, по мнению А. Л. Додина [23], о стратиграфическом несогласии между этими свитами. Разрез свиты характеризуется ритмичным чередованием глинисто-алевроитовых сланцев, алевролитов, песчаников, глинистых известняков и углеродистых сланцев.

В составе свиты выделяются нижняя и верхняя подсвиты.

Нижняя подсвита ($RF_3k\check{c}_1$) представлена главным образом аркозовыми и кварцевыми песчаниками, глинистыми и глинисто-алевроитовыми сланцами. В основании подсвиты на правом водоразделе пади Ундун-Даван залегают конгломераты, сменяемые затем гравелитами и песчаниками. В кровле местами отмечаются углестые аргиллиты. Мощность подсвиты 480–740 м.

Верхняя подсвита ($RF_3k\check{c}_2$). В основании ее прослеживается горизонт кварцевых гравелитов и грубозернистых песчаников мощностью до 40 м. Выше появляются песчаники и алевролиты, которые в верхней части разреза сменяются тонким переслаиванием аналогичных песчаников и углеродисто-глинистых сланцев. Мощность 660–790 м.

Общая мощность качергатской свиты 1 350–1 500 м.

Наиболее распространенными породами свиты являются алевролиты (около 50 %) и песчаники (25–30 %), второстепенное значение имеют аргиллиты и глинистые сланцы (10 %), углеродистые сланцы (7 %) и другие (менее 5 %). Состав терригенных пород полимиктовый, преобладают: кварц, полевые шпаты, слюды и обломки пород. В конгломератах галька сложена гранитами, кислыми вулканитами, габброидами, кварцем, микрокварцитами, кварцевыми песчаниками, алевролитами и доломитами. Из аксессуарных минералов встречаются турмалин, рутил, апатит, гранат, сфен, гематит и монацит.

Породы качергатской свиты характеризуются равномерным распределением химических элементов, в основном, в пределах кларковых содержаний. Незначительные превышения общего фона отмечаются по титану, ванадию, никелю, кобальту, цинку, иногда – барию, стронцию, бериллию и скандию. Магнитное поле над отложениями качергатской свиты спокойное повышенное интенсивностью 300–600 нТл. Дешифрируемость отложений удовлетворительная, фототон темно-серый, однородный.

Качергатская свита занимает верхнее положение в разрезе байкальской серии и несогласно перекрывается грубообломочными породами ушаковской свиты нижнего венда. На смежной к северо-востоку территории в отложениях свиты установлены микрофоссилии родов: *Octoedryxium* Rud., *O. sp.*, *Tchuja* sp. (ad lib. *Dictyotidium* sp.), *Floris radiatus* Stan., *Retiforma laevis* Stan., *Pterospermopsimorpha deformata* Rud., *Bavlinella* sp. (ad lib. *Sibiriella* sp.), *Granomarginata prima* Naum., *Micrhystridium* sp., *Centrum* Stanevitch и др. На основании этих данных возраст свиты датируется верхним рифеем.

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Ушаковская свита ($V_1u\check{s}$). Терригенные отложения свиты имеют весьма ограниченное распространение (0,1–0,3 км²). Они закартированы на водоразделе падей Ундун-Даван и Ниж. Качергат у северной рамки площади, где слагают центральную часть синклинали структуры. На указанном участке свита представлена в основном песчаниками с прослоями и линзами конгломератов, алевролитов и гравелитов нижней подсвиты. Полный разрез подсвиты описан Ю. А. Новокшеновым [120] в верховье пади Верх. Качергат, вблизи северной рамки листа. Здесь на темно-серых аргиллитах качергатской свиты без видимого углового несогласия залегают (снизу):

1. Песчаники полимиктовые от среднезернистых до грубозернистых зеленовато-серые с мелкой рассеянной галькой, в основании и в средней части пачки – линзы мелко-среднегалечных конгломератов30–50 м
2. Конгломераты полимиктовые мелко-среднегалечные6–25 м
3. Песчаники полимиктовые средне- и крупнозернистые, с прослоями серых и темно-серых полевошпат-кварцевых, слюдисто-полевошпат-кварцевых мелкозернистых песчаников, линзы мелкогалечных конгломератов15–50 м
4. Алевролиты песчаные табачно-зеленого цвета, прослои мелко-среднезернистых полевошпат-кварцевых песчаников25–35 м
5. Переслаивание средне-крупнозернистых полимиктовых песчаников и алевролитов, редкие линзы гравелитов с единичной мелкой галькой30–60 м

Суммарная мощность 106–220 м.

Возраст ушаковской свиты определяется как нижневендский на основании того, что она залегает на верхнерифейских образованиях качергатской свиты и содержит комплекс микрофоссилий: *Granomarginata prima* Naum., *G. squamacea* Volk., *Bailikania memorabila* Trestsh., *B. antiqua* Trestsh., *B. faveolata* Trestsh., *Paracrassosphaera dedalea* Rud. et Trestsh., *P. puntulata* Trestsh., *Micrhystridium* sp.

ФАНЕРОЗОЙСКАЯ ЭНОТЕМА

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Темникская свита (C_1tm). Отложения темникской свиты встречаются в пределах хребта Хамар-Дабан, образуя довольно крупные поля (провесы кровли) и многочисленные ксенолиты среди гранитоидов позднеджидинского и хамардабанского комплексов. Представлены ритмичным чередованием метаморфизованных терригенных и карбонатных пород, преобразованных в зоне контакта с гнейсогранитами хамардабанского комплекса в биотит-амфиболовые, амфибол-пироксеновые, мусковит-биотитовые, биотитовые сланцы, гнейсы и мраморы.

Считаются с наиболее древними среди стратифицированных пород описываемого района Хамар-Дабана, хотя взаимоотношения с вышележащей терригенной астайской свитой одно-

значно не установлены, а некоторыми исследователями даже предполагается обратная стратиграфическая последовательность этих свит [101]. Все многообразие пород темникской свиты обусловлено неоднородным характером метаморфизма терригенно-карбонатных отложений. Породы осевой части и северного склона Хамар-Дабана, зонально-метаморфизованные местами до эпидот-амфиболитовой фации, предшественниками относились к битуджинской толще [105] или цагатуйской свите хамардабанской серии [128] протерозоя. Относительно слабо измененные известняки и песчаники южного склона хребта выделяли в иройскую свиту кембрия [57, 128]. В 1984–1987 гг. А. В. Филимоновым и В. П. Маняхиным [139], при доизучении стратипотипических разрезов хамардабанской серии, в отложениях темникской свиты были найдены раннепалеозойские водоросли.

Наиболее крупные выходы терригенно-карбонатных образований закартированы в бассейнах Правой Мишихи, Мысовки, Удунгушки. Слабая обнаженность района и отсутствие надежно установленных контактов не позволяют составить полный разрез свиты. Более детально (с применением горных выработок) эти отложения изучены и описаны В. И. Пилипенко [122] в междуречье Правой илевой Мысовки в связи с поисками фосфоритов. Авторы со значительной долей условности расчленили их на пять согласно залегающих между собой литолого-фациальных горизонтов. В структурном плане они слагают юго-восточное крыло крупной, глубоко эродированной антиклинали, замыкающейся в северо-восточном направлении.

В ядре структуры, обнаженном на стрелке Правой илевой Мысовки, выведены на поверхность породы нижнего горизонта. Среди них преобладают сравнительно однообразные серые среднезернистые кварц-полевошпат-биотитовые кристаллические сланцы, содержащие редкие и маломощные прослои кварц-полевошпат-амфиболовых сланцев (1–200 м). Породы часто инфицированы гранитами.

Второй горизонт (400 м) – серые мелко-среднезернистые биотитовые и амфиболовые кристаллические сланцы, включающие редкие прослои кварцитов и кварц-амфибол-магнетитовых сланцев. Выходы его прослеживаются узкой полосой (1–3 км) от бассейна р. Мысовка на восток. Сланцы с магнетитом образуют пластовые залежи протяженностью до 500 м и мощностью до 10 м, при содержании железа в рудах 35–51 %. Несмотря на крайнюю невыдержанность по простиранию, они играют в этом горизонте роль своеобразного маркера.

Породы третьего горизонта (400 м) в структурном плане наращивают юго-восточное крыло антиклинали. Они более контрастны по литологическому составу, в нижней части горизонта, наряду с биотитовыми сланцами, отмечаются довольно мощные прослои белых мраморизованных известняков, а в верхней – биотит-силлиманитовых сланцев. К востоку, за рамкой площади, значительную роль играют графитсодержащие породы.

В четвертый горизонт выделена толща монотонных серо-зеленых тонкополосчатых мелко-среднезернистых полевошпат-(карбонат)-биотит-амфиболовых и пироксеновых сланцев (1–100 м). Они сравнительно широко развиты на площади, но отсутствие контрастных маркирующих прослоев, нерасшифрованная складчатость высоких порядков и сложное блоковое строение затрудняют определение геологических позиций горизонта в структурном плане.

Породы пятого горизонта завершают разрез свиты. Они слабее метаморфизованы и представлены зеленовато-серыми полосчатыми тонко-мелкозернистыми кварц-биотит-карбонатными, кварц-хлорит-карбонатными сланцами, с прослоями кварц-серицитовых сланцев и известняков (350 м).

Общая мощность отложений составляет – 3 450 м.

Сложная литолого-фациальная изменчивость разреза и недостаточное количество опорных пересечений, не позволяют проследить эти горизонты за пределами данного участка. Более определенно на площади листа выделяются две толщи: нижняя – гнейсово-сланцевая, в составе которой, по-видимому, значительную роль играли терригенные породы (первый и второй горизонты разреза), и верхняя – карбонатно-сланцевая, представляющая терригенно-карбонатный литокомплекс с пластами относительно чистых известняков и доломитов (третий–пятый горизонты разреза).

Все породы темникской свиты в значительной степени метаморфизованы и представлены, в основном, различными силикатно-карбонатными и карбонатно-силикатными сланцами. Первичный состав, структуры и текстуры терригенных пород в них практически не сохраняются.

Силикатно-карбонатные сланцы светло-серые, серые, зеленовато-серые тонко-мелкозернистые с параллельно-полосчатой текстурой, обусловленной чередованием карбонатных и песчаных полос. Для них характерна неровная гребенчатая поверхность выветривания, обусловленная интенсивным выщелачиванием карбонатного материала. Очень часто проявлена плейчатость разных порядков, наблюдаются вихревые структуры, связанные с изгибом и разрывом слоев. Карбонатные прослои сложены (в %): кальцитом – 60–80, доломитом – 5–10, квар-

цем – 5–15, плагиоклазом – 5–20, биотитом – 1–5, мусковитом – 1–2, хлоритом, с примесью рудного минерала, сфена, циркона, апатита. В песчаных прослоях (в %): кварц – 15–70, полевой шпат – 10–40, карбонат – 10–30, биотит – 5–15, мусковит, хлорит, серицит, эпидот, рудный. В экзоконтактах интрузий появляются амфибол и диопсид (до 10–15 %). Структура гетерогранобластовая, пойкилобластовая, гранобластовая, гранолепидобластовая, бластопсаммитовая.

В зонах высоких ступеней метаморфизма песчаники с карбонатным цементом переходят в амфибол-пироксеновые гнейсы, а глинисто-карбонатные породы – в биотит-амфиболовые, пироксен-биотитовые сланцы и гнейсы. Биотитовые сланцы сложены кварцем, кислым плагиоклазом, иногда совместно с решетчатым микроклином, биотитом (в среднем около 30 %). Отмечается примесь кордиерита, фибролита, граната, андалузита, мусковита, роговой обманки. Содержание последней иногда достигает 7–10 %. Главными минералами в амфибол-пироксеновых сланцах и гнейсах являются плагиоклаз, роговая обманка и диопсид (в сумме до 10–50 %). Кроме них присутствуют скаполит, кварц и биотит (5–10 %). Акцессорный минерал – сфен.

Карбонатные породы образуют сравнительно мощные пласты до 100 м и линзовидные тела мощностью 10–20 м. Они встречаются в среднем течении и верховье Правой Мишихи, на побережье Байкала и в других местах. Сложены белыми, серыми с различными оттенками массивными и слоистыми мелко-среднезернистыми мраморизованными известняками и доломитами. Совместно с кальцитом и доломитом в составе их присутствует кварц (от 10–15 до 40 %) и полевой шпат (до 5 %), отмечается примесь диопсида, роговой обманки, скаполита, графита, граната, биотита, изредка – мусковита, оливина, форстерита (в доломитах). Содержание магния достигает 17–20 %. Суммарное количество кремнезема, глинозема и окислов железа в карбонатах составляет от 10 до 55 %, только отдельные пласты относительно чистых известняков и доломитов могут представлять интерес как сырье для получения извести, но встречаются они редко, по простиранию не выдержаны и запасы их незначительны.

По данным маршрутных наблюдений (т. н. 141) в верховьях рек Большая и Правая Ивановка выявлены своеобразные конгломератовидные породы на карбонатном цементе, которые ранее в составе свиты не отмечались. Они ассоциируют здесь с силикатно-карбонатными сланцами верхней толщи, слагая небольшие (первые сотни метров) ксенолиты среди гранитов позднеджилинского комплекса. Их положение в разрезе не совсем ясно. Палевая окраска и неравномерная поверхность выветривания этих пород свидетельствует о том, что цементом их являлся карбонатный песчаник, преобразованный в результате метаморфических процессов в пироксен-кварц-калишпат-плагиоклазовый сланец, с включением мелких зерен скаполита, эпидота, сфена, рудного, циркона и апатита. Иногда отмечается вкрапленность лимонитизированного пирита. Обломочный материал в целом хорошо окатан, размером от 1–2 до 7 см. Галька представлена кварцем, светло-серыми мелко-среднезернистыми двуполевошпатовыми гранитами (шл. 141-1), гранит-порфирами (шл. 141-2), среднезернистыми монцогаббро (шл. 141-3), темно-зеленым агрегатом амфибола и моноклинного пироксена. Породы секутся жилками лейкократовых гранитов и пегматитов, местами скарнированы.

По физическим свойствам метаморфические породы характеризуются высокими значениями плотности – до $2,87 \text{ г/см}^3$ (среднее – $2,70 \text{ г/см}^3$) и низкими значениями магнитной восприимчивости – от $15 \cdot 10^{-6}$ до $2\,279 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. Исключение составляет горизонт кварц-амфиболовых сланцев с магнетитом. Плотность их составляет $2,79\text{--}4,35 \text{ г/см}^3$, магнитная восприимчивость изменяется от $560 \cdot 10^{-6}$ до $160\,000 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. Радиоактивность силикатно-карбонатных сланцев – 13–15 мкР/ч. На МАКС образования темникской свиты не имеют четких дешифровочных признаков, лишь на отдельных участках выделяются острогребневыми водоразделами. Дешифрируются линзы и прослои карбонатных пород. Содержания большинства элементов-примесей в отложениях свиты находятся на уровне кларковых. В известняках и силикатно-карбонатных сланцах несколько повышен фон по свинцу, цинку, молибдену, породы также обогащены ураном и торием [88].

На левобережье р. Удунга (лист М-48-V) В. И. Алексеевым [139] из обнажения доломитов была собрана коллекция водорослей (*Epiphyton tenuis* Vologd., *E. kordeae* J. Jazm., *Renalcis jacuticus* Korde, *R. ovatus* J. Jazm., *Razumovskia* sp.), свидетельствующая по определению К. Б. Кордэ, о протерозойском или кембрийском возрасте данной толщи.

Темникская свита прорывается разновозрастными интрузивными образованиями. Контакты с габброидами моностойского комплекса резкие, секущие с незначительной перекристаллизацией метаморфических пород. На контактах с гнейсогранитами хамардабанского комплекса наблюдаются зоны мигматизации и зонального высокотемпературного метаморфизма, реже отмечаются интрузивные контакты. С воздействием гранитоидов позднеджилинского комплекса на терригенно-карбонатные и карбонатные породы связано образование скарнов и рогови-

ков.

Скарны по составу диопсид-скаполитовые, карбонатно-пироксен-гранатовые и гранатовые. Видимой рудной минерализации в них не обнаружено, но спектральным анализом точечных проб выявлены незначительно повышенные концентрации золота (до 0,01 г/т), цинка, олова и серебра. К скарноидам ряд геологов относит и кварц-амфиболовые сланцы с магнетитом и грюнеритом, к которым приурочены железорудные проявления Мысовской группы. В биотитовых сланцах спорадически отмечается силлиманитовая минерализация. Промышленного значения она не имеет, хотя в отдельных горизонтах содержание силлиманита достигает 15–20 %. Опробование отложений свиты на фосфор [122] перспективных аномалий не выявило. В геохимических пробах из метаморфических пород и в потоках рассеяния содержание фосфора обычно не превышает 0,1–0,15 %. Для карбонатных пород характерно присутствие силикатных примесей – кварца, полевого шпата, пироксена, амфибола, как в виде кластических и метаморфических зерен в массе породы, так и в виде прослоев песчаников, сланцев. Поэтому за редким исключением (Мысовское месторождение доломитов), они не пригодны для металлургического производства и других целей.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Астайская свита (O₂as) представлена зонально-метаморфизованными терригенными породами, широко развитыми в пределах хр. Хамар-Дабан. Ранее на площади листа эти образования включали в состав битуджинской свиты, а на сопредельной к югу территории – астайской свиты хамардабанской серии протерозоя. Они рассматривались как литологические и возрастные аналоги. Стратотип свиты описан по р. Верхний Астай, правому притоку р. Темник, на северном склоне хр. Малый Хамар-Дабан (лист М-48-Х).

Свита на описываемой территории сложена метапесчаниками, метаалевролитами и алевросланцами, биотитовыми и биотит-серицитовыми филлитовидными сланцами, биотитовыми кристаллическими сланцами со ставролитом, кордиеритом, андалузитом, гранатом и силлиманитом, которые слагают крупный ксенолит ((1–8)×40 км) среди гранитоидов позднеджидинского и хамардабанского комплексов в бассейне р. Лев. Мишиха и ее притоков – Бол. Ключ и Бурятская. В пределах этого ксенолита, имеющего дугообразную форму, обращенную выпуклой стороной на север, породы имеют преимущественно моноклиальное залегание с падением в южных румбах под углами 40–70°. Мощность отложений определяется в 2 000–2 500 м.

Разрез свиты довольно однообразный, преобладают массивные грубоплитчатые метаалевролиты и алевропелиты, ритмично чередующиеся с прослоями от 1–2 см до нескольких метров более светлых мелкозернистых кварцевых песчаников и тонколистоватых филлитовидных сланцев. Для метаалевролитов и алевропелитов характерна тонкосланцеватая текстура, темно-серая или черная окраска, обусловленная наличием мелкочешуйчатого биотита и тонкодисперсного углистого вещества, а также почти повсеместное присутствие тонкой вкрапленности пирита до 5–7 %. Пирит образует правильные и ксеноморфные зерна размером до 1 мм, часто замещенные гидроокислами железа. Метапесчаники обычно массивные, иногда слабополосчатые. Обломочная часть составляет 15–30 %, редко – 50–70 %. Полуокатанные и окатанные обломки размером от 0,1–0,5 до 1 мм представлены кварцем (40–70 %), реже – плагиоклазом (20–40 %) и калиевым полевым шпатом (5–15 %). Тип цемента базальный, редко – заполнения. По составу и структуре он соответствует серицит-биотитовому сланцу. Из аксессуарных минералов отмечаются апатит, циркон, ильменит (?), ортит, почти всегда присутствует турмалин.

Серицит-биотитовые филлитовидные сланцы имеют зеленовато-серую окраску с шелковистым блеском по плоскостям сланцеватости. Структура порфиробластовая с лепидогранобластовой основной массой, состоящей из мелкозернистого агрегата серицита, светло-бурого биотита, альбита (по 5–15 %) и хлорита, развивающегося по биотиту (3–5 %), иногда отмечаются обломочные зерна кварца. Порфиробласты (5–25 %) представлены более крупными чешуйками биотита.

Метаморфические преобразования пород соответствуют в основном зеленосланцевой фации. Вблизи контакта с гранитоидами позднеджидинского комплекса метапесчаники и метаалевролиты преобразованы в кордиеритовые, гранат-биотитовые сланцы высокотемпературной гранат-кордиеритовой фации роговиков.

Роговики черные тонкозернистые сливные, реже – сланцеватые с раковистым изломом. Составляют из лепидогранобластового кварц-биотит-полевошпатового агрегата с чешуйками биотита, призмами турмалина и мелкой сыпью рудного минерала. Характерной особенностью пород является наличие округлых порфиробластовых зерен кордиерита (до 3–5 %), часто сливающихся

в цепочки и полосы, ориентированные по плоскостям сланцеватости. Они отмечаются на контакте с гранитами позднеджидинского комплекса в верховьях р. Прав. Мишиха и в долине рек Бол. Ключ, Каменистая и др. Ширина зоны контактовых роговиков составляет 0,3–1,5 км.

Кристаллосланцы и инъекционные гнейсы амфиболитовой фации широко развиты на левобережье Лев. Мишихи в приконтактной зоне мигматизации шириной до 2–3 км с гнейсогранитами хамардабанского комплекса. Внешне они серые, темно-серые, желтовато-серые мелко- и среднезернистые, параллельной и гнейсовидной текстуры. Главными минералами являются кварц, плагиоклаз, микроклин, биотит, мусковит, гранат, силлиманит (5 %, редко – до 23 %), иногда – графит, андалузит. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, рутилом, магнетитом.

По содержанию кремнезема, окислов алюминия, кальция, магния, калия, натрия алевропелиты астайской свиты образуют компактную группу, очень близкую интрузивным породам кислого состава, т. е. являются продуктом разрушения континентальной коры, характеризующейся повышенным содержанием глинозема (около 17 %, в 1 пробе – 20 %) и щелочей, особенно калия (более 5 %).

Магнитное поле над отложениями астайской свиты спокойное относительно пониженное интенсивностью ± 50 нТл. Участки углеродистых и сульфидизированных пород выделяются аномалиями ВП до $1,5\text{--}6^\circ$, на фоне $0,5^\circ$. Радиоактивность метаалевролитов и метапесчаников – $10\text{--}12$ мкР/ч, плотность – $2,51\text{--}2,74$ г/см³.

Нижняя граница свиты на площади не установлена, за пределами территории предполагается ее более высокое стратиграфическое положение по отношению к темникской свите нижнего кембрия [99, 129], хотя последовательность их в разрезе трактуется неоднозначно [101, 139]. Верхняя граница определяется налеганием на нее туфов алентуйской свиты верхней перми в верховьях рек Горан и Элигин [99] и прорыванием гранитами позднеджидинского и хамардабанского комплексов. В результате тематических исследований, проведенных в конце 1980-х годов [139], в метапесчаниках астайской свиты были обнаружены хитинозои, сколекодонты и акритархи кембрия–ордовика. На основании этих органических остатков, возраст свиты в легенде датируется условно ордовиком.

Для пород астайской свиты характерно наличие горизонтов углеродистых, пиритизированных пород с повышенным содержанием Ag, Au, Pb, Zn, W, Sr; часто встречаются кварцевые и кварц-карбонатные жилы и прожилки мощностью от 1–2 см до 0,5 м. Жилы сложены белым зернистым кварцем с гнездами и просечками сидерита. В них отмечается вкрапленность пирита, лимонита, а в некоторых установлено золото в количестве $0,002\text{--}0,015$ г/т и серебро – до 2–6 г/т. В русловом аллювии рек Мишиха, Бурятская, Элигин, Горан и др., дренирующих отложения свиты, встречаются знаки золота. Отмеченные выше особенности позволяют связывать с образованиями свиты определенные перспективы на поиски золотого оруденения. Метапелиты имеют низкую твердость, разбиваются на пластинки и используются местным населением как точильный камень [142].

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Алентуйская свита (P_2al). Вулканогенные образования алентуйской свиты выделены в юго-восточном углу площади на правобережье р. Удунгушка. Здесь в верховьях рек Горан и Шыльдырхей они слагают небольшой выход ($(1\text{--}2)\times 5$ км), приуроченный к зоне разлома северо-восточного простирания на северо-восточном фланге крупной Таширской вулканотектонической структуры. В составе свиты преобладают трахибазальты, туфы кислого, смешанного состава и ксенотуфы с прослоями слоистых туфогенно-осадочных пород. Мощность отложений около 500 м. Совместно с вулканитами развиты небольшие *субвулканические тела* и *дайки* трахит-, сиенит-порфиоров и трахибазальтовых порфириров ($\xi\pi P_2al$), с которыми они образуют алентуйский вулканический комплекс, а также штоки комагматичных им щелочнополевошпатовых гранитов и граносиенитов соготинского комплекса.

Трахибазальты темно-серые, бурые, зеленовато-серые афировые, мелко-, средне- и крупнопорфировые. Основная масса их сложена плагиоклазом, амфиболом, авгитом, в небольшом количестве присутствует вулканическое стекло, замещенное хлоритом и карбонатом, и калиевый полевой шпат. Вкрапленники представлены лабрадором или андезином, иногда – пироксеном. Структура пилотакситовая, интерсертальная, гиалопилитовая, текстура массивная и миндалевая. Миндалины обычно выполнены карбонатом, иногда – кварцем.

Туфы кислого состава слагают горизонт (до 100 м) в основании свиты. Структура пород

кристаллолитокластическая от мелко- до крупнообломочной. Среди обломков преобладают афанитовые и флюидальные трахиты, зерна кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, чешуйки хлорита и серицита, реже в обломках встречаются трахибазальты, а на контакте с подстилающими породами отмечаются граниты (шл. 112-1), терригенно-карбонатные сланцы и известняки (т. н. 52–53), покрытые каймой рудного минерала. Цемент перекристаллизованный кремнистый.

Туфогенно-осадочные породы, представленные туффитами, туфопесчаниками и туфоалевролитами, встречаются в виде маломощных прослоев (первые метры) среди трахибазальтов и туфов кислого состава на г. Брусничная. Ввиду небольших размеров они не показаны на геологической карте.

Субвулканические образования слагают небольшие штоки и дайки, тяготеющие в основном к выходам вулканогенных пород. Реже они встречаются за их пределами вдоль зон разломов. Направление даек северо-восточное, реже – северо-западное.

Шток трахит-порфиоров (2 км²) закартирован в поле вулканогенных пород на правом берегу р. Удунгушка. Трахит-порфиры розовые, розовато-коричневые, состоят из калиевого полевого шпата, плагиоклаза, кварца с примесью роговой обманки и биотита, вкрапленники представлены ортоклазом. Структура порфировая, микрофельзитовая. Акцессорные минералы – сфен, апатит, анатаз, радиоактивный циркон, рудный. Вторичные изменения проявлены в пелитизации и альбитизации вкрапленников калиевого полевого шпата, в развитии гидрослюд, нередко вторичного тонкопрожилкового и гнездового окварцевания.

Трахибазальтовые порфириты сложены лейстами плагиоклаза (лабрадор) – 45 %, титан-авгитом – 35 %, оливином, замещенным идингситом – 4 %, вулканическим стеклом, по которому развиваются гидрослюды, биотит, карбонат, серицит, и апатитом. Структура порфировая, долевитовая.

По петрохимии вулканогенные породы алентуйской свиты высокоглиноземистые калиево-натриевые умереннощелочные и относятся к контрастной (бимодальной) серии. В геохимическом спектре распределения элементов-примесей вулкаников отмечаются повышенные концентрации Pb, Zn, Ag, Be, Ta, Cd, Sr, Ba, P, легких редких земель. Характерно широкое развитие гидротермально-метасоматических изменений пород в виде кварц-альбитовых, хлорит-эпидот-карбонатных, каолин-гидрослюдистых минеральных ассоциаций, обычно с несколько повышенными содержаниями фтора, молибдена и полиметаллов.

Образования свиты фиксируются преимущественно положительным магнитным полем интенсивностью 100–300 нТл, с плавной и слабо изрезанной формой графиков ΔT, и повышенным аэроинтенсивным фоном 6–8 мкР/ч. На МАКС вулканики не выражены.

Вулканогенные породы алентуйской свиты залегают на гранитоидах позднеджидинского комплекса и терригенно-карбонатных сланцах темникской свиты. За пределами площади у с. Ташир в вулканиках была найдена верхнепермская флора [133]. На правом берегу р. Элигин в 6,5 км к югу от рамки листа (т. н. 146–147) нами были установлены выходы буровато-серых кварцевых песчаников и гравелитов с маломощными (0,5–1 м) прослоями крупнопорфировых трахибазальтов, пропластками (до 30 см) черных углистых сланцев и светло-серых алевролитов с отпечатками флоры, приуроченные к полосе вулканогенных образований алентуйской свиты. В обломочной части гравелитов доминируют (80–90 %) кварцевые обломки, часть из которых лимонитизирована, реже отмечаются черные метаалевролиты и сланцы, аналогичные породам астайской свиты. Растительные остатки, определенные С. В. Наугольных (ГИН, г. Москва): *Equisetites* (?) sp., *Carpolithes* sp., *Stenophyllum* cf. *uninervium* Zal. – известны из отложений нижнего–среднего триаса Европы и встречаются в пермских отложениях Сибири.

Из полезных ископаемых в отложениях свиты встречаются жилы халцедоновидного кварца с повышенным (до 0,01 г/т) содержанием золота, прожилки и гнезда кристаллического гематита в туфах (т. н. 52–53), кварц-флюоритовые жилы. За пределами района в Таширском рудном узле известны проявления Be, Mo и флюорита.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Мезозойские образования представлены терригенными отложениями ранне-среднеюрского возраста, широко развитыми на побережье Байкала в северо-западной части площади исследований. Они приурочены к Ангаро-Котинской внутрисводовой межгорной впадине, расположенной на юго-восточном окончании Присяянского предгорного прогиба. В разрезе юрских отложений Ангаро-Котинской впадины выделены дабатская и тальцинская свиты [69].

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Дабатская свита (J_{1db}) развита в бассейнах падей Черная, Бол. Коты, Сенная, Нижняя, Хартактай. Отложения свиты залегают почти горизонтально, в отдельных случаях погружаясь под углами 5–10° и более, на глубоко размытом основании, сложенном песчано-сланцевыми породами рифея. Низы свиты (до 290 м) обнажаются в пониженных участках рельефа на правобережье долины р. Хартактай, где она сложена валунно-галечными конгломератами, в которых отмечаются маломощные невыдержанные линзы грубозернистых гравелистых песчаников. Состав валунов и гальки конгломератов однотипный гнейсово-гранитный. Несколько выше по разрезу, наряду с песчаниками, появляются линзующиеся прослойки туфов кислого состава, туфопесчаников и туфоалевролитов. Мощность их не превышает 2–4 м, а протяженность – 600–800 м. В средней части разреза (150–300 м) преобладают существенно грубообломочные отложения – валунно-галечные конгломераты, прослойки песчаников единичны. В составе галечного материала ведущую роль играют пестроокрашенные кислые эффузивы, количество которых возрастает вверх по разрезу, а количество гальки гранитов уменьшается. Размер галек колеблется от 2×4 до 6×9 см, средний размер валунов – 15×20 см. Верхние части разреза (90–180 м), обнажающиеся на невысоких водоразделах и привершинных частях склонов, сложены галечными конгломератами, включающими прослойки песчаников, туфогенно-осадочных пород (до 4 м) и алевролитов с мелкими гнездами (до 2–3 мм) черного обугленного вещества и редкими отпечатками углефицированной флоры. Галька конгломератов здесь имеет существенно вулканический состав.

Общая мощность дабатской свиты до 550 м.

В составе обломочного материала конгломератов, совместно с гранитами и эффузивами, в небольшом количестве встречаются кварциты, кремнистые породы и кварц. В песчаной фракции цемента отмечены неокатанные обломки кварца, полевого шпата и различных пород. В тяжелой фракции преобладает эпидот-гранат-магнетитовая ассоциация, в знаках и редких знаках – биотит, эпидот, гранат, магнетит, мусковит, амфибол, рутил, сфен, циркон, апатит, нередко встречается золото в знаках. Цемент контактово-поровый гидрослюдистый, реже – гидрослюдисто-кварцевый.

Участки распространения свиты характеризуются спокойным относительно пониженным магнитным полем интенсивностью 100–200 нТл. На МАКС они выделяются острогребенчатым рельефом с крутыми врезами водотоков.

Отложения дабатской свиты коррелируются с черемховской свитой Прииркутской угленосной впадины, но имеют отличный от нее литологический состав. Возраст свиты датируется ранней юрой (плинсбахский и низы тоарского ярусом) на основании спорово-пыльцевых комплексов, в которых доминируют споры: *Tripartina variabilis* Mal., *Dipterella oblatinoides* Mal. [69], и определений флоры: *Cladophlebis suluctensis* Brick, *C. whitbiensis* (Brongn.) Brongn., *Phoenicopsis angustifolia* Heer.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Тальцинская свита (J_{1-2tl}). В пределах данного района отложения свиты слагают наиболее высокие части водоразделов Приморского хребта. Считается, что они представляют начало нового этапа юрского осадконакопления и залегают на породах дабатской свиты несогласно. На это указывает наличие горизонта валунно-галечных конгломератов в основании свиты, состав валунов и гальки которых резко отличен от нижележащих нижнеюрских конгломератов. Они представлены различными гранитоидами и гнейсогранитами саянского и китойского комплексов, мигматитами и гнейсами шарыжалгайской серии архея, реже – кварцитами и кварцем.

Для отложений свиты, в целом, характерен довольно выдержанный литологический состав, хотя и отмечается небольшая фашиальная изменчивость, как по вертикали, так и по латерали. Она выражается в уменьшении количества валунов и размера галек конгломератов в разрезе от периферийных частей к центру Ангаро-Котинской впадины. Мощность свиты до 100 м.

Возрастное положение тальцинской свиты определяется на основании спорово-пыльцевых комплексов как верхний тоар–нижний аален. Палинокомплексы характеризуются наличием *Marattisporites scabratus* Coup., *Duplexisporites anogrammensis* (K.-M.) Schug., *Klukisporites variegatus* Coup., *Cyathidites minor* Coup., *Ginkgocycadophytus* sp. [69].

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

В основе современной схемы стратиграфии кайнозоя Байкальской впадины лежат выделенные Н. А. Логачевым [48] угленосная и охристая толщи неогенового возраста, получившие на ГК-200 название танхойской и аносовской свит. Последующие исследования [51, 54, 60, 131, 132] позволили более детально изучить разрез отложений и уточнить возраст танхойской свиты как олигоцен–миоценовый, а аносовскую свиту расчленить на две свиты: осиновскую – миоцен–нижнеплиоценового и шанхаихинскую – верхнеплиоцен–эоплейстоценового возраста.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА, ОЛИГОЦЕН–НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА, МИОЦЕН

Танхойская свита ($l_{3-4} - N_1, tn$) сложена глинистыми алевролитами, аргиллитами, гравелитами, песчаниками с пластами бурых углей. Породы танхойской свиты прослеживаются по юго-восточному побережью оз. Байкал от р. Селенгушка на западе до р. Мантуриха на востоке. Данная местность является стратотипической [51, 60, 131, 132]. Мощность свиты до 1 000–1 200 м.

Отложения свиты выполняют тектоническую депрессию, резко ограниченную разломами от хр. Хамар-Дабан. Контакты с подстилающими породами наблюдаются в немногих обнажениях и в скважинах. По р. Осиновка (Танхойская) эти взаимоотношения описал еще Ю. М. Шейнманн в 1931 г. [145]. Здесь терригенно-осадочные породы залегают на коре выветривания, развитой на палеозойских гранитах и гнейсах. Последние несут следы интенсивного выветривания, мощность выветрелой зоны достигает 3–4 м, при этом наблюдается переход от слабоизмененных пород до стадии превращения их в дресву с полным нарушением структуры материнских пород. Выше залегают мусорные алевролиты с синеватым оттенком, описываемые в литературе под названием «контактной пачки синих глин». Базальная пачка сложена из грубоотсортированного материала и содержит многочисленные включения остроугольной гальки кварца и гранитов и лишь местами наблюдаются маломощные прослои синих глин, содержащие незначительное количество песчано-гравийной примеси. Пачка довольно выдержана по падению, вблизи Байкала у пос. Танхой она была вскрыта скв. 1208 на глубине 400–420 м [66].

Состав вышележащих отложений отличается значительной фациальной изменчивостью. По преобладанию тех или иных разновидностей пород выделяются несколько типов разрезов. В западной половине территории примерно до реки Язовка, по данным В. М. Скобло, разрез представлен глинисто-слюдистыми алевролитами и мелкозернистыми отсортированными горизонтально-слоистыми полимиктовыми песчаниками с пластами бурых углей и углистых аргиллитов. Для пород характерна горизонтальная и пологоволнисто-горизонтальная слоистость и слоистчатость. Угольные пласты по мощности достигают 5 и более метров. В их подошве залегают насыщенные растительным мусором коричневатобурые плитчатые лигнитоподобные породы. В кровле обычно фиксируются сильно углистые алевролиты и алевритовые песчаники, в разной мере постепенно переходящие в тонко- и мелкозернистые песчаники (танхойский тип разреза).

Восточнее р. Язовка в составе отложений преобладают глинисто-слюдистые алевролиты с прослоями разнотернистых косо- и горизонтально-слоистых песчаников с пропластками гравелитов и бурых углей. Песчаники образуют более выдержанные по простиранию и по мощности пласты. В среднем они менее отсортированы. Глинисто-слюдистые алевролиты и алевритовые песчаники обычно содержат разрозненные гравий и гальку. Угли здесь не образуют пластов рабочей мощности (мишихинский и клюевский типы разрезов).

В процессе ГДП-200 было пробурено 8 скважин глубиной от 75 до 171 м в восточной наименее изученной части площади. Полученные данные по правобережью р. Мишиха (скв. 30–31) позволяют говорить о преобладании в разрезе алевролитов (54 %) и аргиллитов (28 %), при подчиненной роли песчаников (15 %) и гравелитов (3 %). Породы насыщены углефицированными растительными остатками и содержат многочисленные, но маломощные (до 1 м) пласты бурых углей. В бассейне р. Бол. Ивановка наиболее полный разрез вскрыт скв. 32 (снизу):

1. Гравелиты глинистые	0,5 м
2. Алевролиты темно-синие с прослоями (до 0,5 м) бурых углей	9,0 м
3. Переслаивание алевролитов, аргиллитов и углей	22,5 м
4. Аргиллиты с редкими прослоями (до 0,4 м) алевролитов	4,6 м
5. Переслаивание алевролитов, аргиллитов, углей	19,8 м
6. Алевролиты глинистые с прослоями углей мощностью до 0,5 м	9,1 м

7. Переслаивание алевролитов и аргиллитов с включениями углефицированной органики и прослоями углей мощностью от 0,4 до 1,75 м	10,7 м
8. Аргиллиты голубовато-серые массивные	2,6 м
9. Переслаивание алевролитов, аргиллитов и углей	18,8 м
10. Алевролиты глинистые с редкими прослоями аргиллитов и углей	7,6 м
11. Аргиллиты с редкими прослоями алевролитов и пластами бурых углей мощностью до 1,2 м	12,9 м
12. Переслаивание алевролитов и аргиллитов, редкие прослои углей, единичный прослой гравелитов мощностью 0,3 м	7,9 м
13. Алевролиты с редкими прослоями аргиллитов, углей, гравелитов	27,2 м
14. Алевролиты с прослоями углей и гравелитов	9,0 м

Мощность разреза 162,2 м.

В скв. 35, 36 и 37, пробуренных на правом берегу р. Мантуриха, характер отложений более однообразный с преобладанием глинистых алевролитов и редкими маломощными прослоями аргиллитов и гравелитов. В породах отмечается значительная примесь гравийно-галечного материала. По сравнению с бассейнами рек Ивановка и Мишиха здесь резко уменьшается содержание углефицированных растительных остатков, прослои углей редкие и маломощные. Увеличение псаммитовой составляющей в разрезе свиты указывает на то, что осадконакопление происходило в обстановке проточного озера или водотока.

Алевролиты составляют от 7 до 70–80 % разреза. Наиболее распространены среди них глинисто-алевролитовые разновидности, в которых глинистая составляющая равна в среднем 30–40 %, а песчаная фракция отсутствует или образует примесь в количестве до 5 %. По петрографическому составу выделяются аркозовые и олигомиктовые кварцевые разности с преобладанием собственно аркозовых алевролитов.

Песчаники распределены неравномерно. Они преимущественно разнозернистые, но отмечаются и сравнительно хорошо отсортированные крупно-, средне- и мелкозернистые разновидности, в которых преобладает какой-нибудь один класс песчаной фракции. По минеральным ассоциациям выделяются кварцевые, аркозово-кварцевые и собственно аркозы. В восточной части площади, в бассейнах Мишихи, Ключевки, Большой и Малой Осиновки и других рек, преобладают аркозовые песчаники, в западной – аркозово-кварцевые, обогащенные слюдой (биотита – около 23 %).

Глинистые аргиллиты и глины занимают явно подчиненное положение по отношению к песчаникам и алевролитам. Наиболее чистые разновидности, в которых содержание глинистой фракции достигает иногда 75 %, приурочены к бассейнам Ключевки и Малой Осиновки. Переходы между аргиллитами и алевролитами часто постепенные через алевролитистые аргиллиты.

Бурые угли развиты, в основном, в западной части площади, где они составляют иногда до 12 % мощности наблюдаемых разрезов. Угли темно-серые, черные матовые с тончайшими пропластками блестящего угля, содержат прослои сильно углистых аргиллитов. Текстура их штриховато-полосчатая.

Отмеченные особенности в характере строения толщи на площади нашли отражение и в составе минеральных парагенезисов терригенных пород. В. Н. Мазилев [51] выделяет здесь две зоны: первая охватывает район от бассейна р. Осиновка (Танхойская) до бассейна р. Переемная и характеризуется высоким содержанием алмандина (от 33,5 до 68,5 %) в тяжелой фракции; во второй – восточнее бассейна р. Переемная (до бассейна р. Мысовка), выделенные ассоциации характеризуются широким распространением минералов группы эпидота, тенденцией к уменьшению слюдистых минералов, а также увеличением роли полевых шпатов в составе легкой фракции. Среди полевых шпатов преобладают калиевые разновидности. Группа минеральных новообразований представлена лимонитом, пиритом, сидеритом, лейкоксеном, хлоритом и глинистыми минералами. Наиболее распространен лимонит; отмечается увеличение средних содержания его по простиранию отложений с запада на восток. Геохимическая характеристика отложений свиты по скв. 37 (42 пр.) показывает, что породы обогащены вольфрамом, никелем, свинцом, а также примерно в 30 % проб отмечается в повышенных концентрациях золото (0,001–0,007 г/т). По данным химического анализа, в базальной пачке «синих глин» у пос. Танхой содержание глинозема составляет 22,93–30,80 %, кремнезема – от 39 до 46 % [86]. В. Н. Кодачигов [106] считает, что эти отложения представляют кору выветривания.

Радиоактивность песчаников – 14–18 мкР/ч, алевролитов – 15–16 мкР/ч, глин – 14–20 мкР/ч, бурых углей – 12–16 мкР/ч. Отложения танхойской свиты хорошо дешифрируются на МАКС в виде эрозионно-аккумулятивных террас вдоль юго-восточного побережья Байкала.

В отложениях танхойской свиты установлена фауна моллюсков [57, 132], отпечатки флоры, споры и пыльца древних растений [7, 51, 54]. По палинологическим данным [54] из базальных слоев танхойской свиты на р. Половинка, возраст ее нижней границы определяется верхним

олигоцен. Состав спектров свидетельствует о влажном климате, близком к субтропическому, и подобен составу спектров, выделенных из верхних горизонтов каменной свиты Западного Прибайкалья. Спорово-пыльцевой комплекс из верхних слоев свиты датируется средним–верхним миоценом [51].

С отложениями танхойской свиты связаны месторождения бурого угля (западная часть площади). К пласту несортированных песчаников в береговом обрыве оз. Байкал у ст. Танхой приурочено проявление нефти.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

МИОЦЕН–НИЖНИЙ ПЛИОЦЕН

Осиновская свита ($\text{laN}_{1-2\text{os}}$) выделяется на юго-восточном побережье Байкала, между речками Аносовка и Селенгушка. Свита представлена песчано-галечными, реже – валунно-галечными отложениями с линзами и пластами алевролитов и редкими маломощными прослоями бурого угля. Породы залегают с пологим (до 20°) наклоном к северу и северо-западу. В разрезе свиты выделяются три пачки, которые частично фациально замещают друг друга.

Нижняя пачка (фация речных конгломератов по Г. Б. Пальшину [60]) – конгломераты с линзами и прослоями песчаников, гравелитов, синих глин и алевролитов, местами – с углистым веществом. Конгломераты средне-крупногалечные, местами – валунно-галечные, крупность обломков увеличивается с приближением к горному обрамлению. Мощность пачки 180–250 м.

Средняя пачка представлена песчаниками, иногда – слабо сцементированными, с рассеянной галькой, линзами и пластами гравелитов и конгломератов, реже – глин, алевролитов, бурых углей. Песчаники отчетливо слоистые. Слоистость плоскопараллельная, либо клиновидная с границами, сходящимися под очень острым углом. В тонких глинисто-алевритовых прослоях, залегающих среди песчаников, отчетлива плоскопараллельная горизонтальная слоистость, встречаются линзы косослоистых и волнистослоистых песчаных алевролитов озерного типа. Довольно часты линзы галечников мощностью до 2 м и протяженностью до 15 м. По падению песчано-галечные отложения частично фациально замещаются глинисто-алевритовыми осадками верхней пачки, накапливающимися в более мористой зоне. Мощность 100–180 м.

Верхняя пачка сложена желтовато-зеленоватыми, реже – черными, буровато-серыми глинистыми алевролитами и синими глинами. Породы массивные, очень плотные, иногда с плоскопараллельной слоистостью. В них обычна единичная мелкая идеально окатанная дисковидная галька, встречаются рассеянные песчаные зерна кварца, полевых шпатов. В глинах многочисленны включения вивианита и остатки древесной растительности. Мощность пачки 75–125 м.

Суммарная мощность около 500 м.

Конгломераты нижней пачки широко распространены в прибортовой части впадины. Галечный материал представлен силлиманит-биотитовыми и биотитовыми гнейсами, гранитами, сланцами, пегматитами и кварцем. Наиболее распространены гнейсы и граниты, при этом отмечается преобладание гнейсов среди наиболее крупного галечного материала.

На некотором удалении от складчатого обрамления роль конгломератов в составе свиты постепенно снижается, и в разрезах появляются песчаные, алевритовые и глинистые разновидности пород. В нижней части разреза слабо сцементированные песчаники слагают отдельные линзы и маломощные прослои, тогда как в средней его части они образуют горизонты мощностью в несколько метров. Песчаники большей частью разнозернистые, мелко- и среднезернистые, реже – грубозернистые. Для песчаных пород свиты характерно незначительное содержание глинистой и алевритовой примесей. Окраска, как правило, желтовато-серая, бурая и темно-бурая. Среди песчаников распространены в основном олигомиктовые кварцевые и аркозово-кварцевые разности. Роль собственно аркозовых песчаников в строении разреза невелика. Все породы постоянно переполнены слюдами, главным образом биотитом (от 25 до 60 % в песчано-алевритовой фракции).

Значительную роль в составе свиты играют алевролиты. По гранулометрическому составу они в основном глинистые. Петрографический состав их близок песчаникам, но среднее содержание слюд существенно выше. Кроме того, шире представлены аркозово-кварцевые разности.

Глины распространены весьма ограниченно. Они встречаются в низовьях Аносовки, где образуют среди глинистых алевролитов горизонты мощностью около 2,5 м.

Для пород осиновской свиты характерна одна терригенно-минеральная ассоциация – альмандин-биотит-силлиманитовая. Среднее содержание силлиманита равно 55 %, альмандин – 13 %. В легкой фракции отмечается явное преобладание кварца над полевыми шпатами. Широко распространены минералы группы слюд, основная масса их представлена биотитом, в раз-

личной степени измененным.

Отложения осиновской свиты считаются более молодыми, чем отложения танхойской свиты [51, 132]. Палинологический анализ проб из средней части разреза по р. Аносовка [54] позволяет датировать их нижним–средним миоценом, а спорово-пыльцевой спектр из верхов разреза вблизи устья р. Дулиха – верхним миоценом–нижним плиоценом. В спорово-пыльцевых спектрах характерно присутствие *Picea* sp., *Betula* sp., *Alnus* sp., *Ulmus* sp., *Tilia* sp., *Corylus* sp., *Quercus* sp., *Carya* sp., *Ilex* sp., *Juglans* sp. [27]. Согласно легенде, возраст принят миоцен–нижнеплиоценовым. При этом анализ пространственных соотношений осиновской и танхойской свит, проведенный Г. Б. Пальшиным [60] и В. Н. Мазиловым [51], показывает возможность их фациального замещения. Близкие спорово-пыльцевые спектры и сходство разрезов, особенно наличие прослоев углей в средней части разреза осиновской свиты, позволяют предполагать ее возможное возрастное соответствие, по крайней мере, верхней половине разреза танхойской свиты.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ПЛИОЦЕН– ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА, ПЛЕЙСТОЦЕН, ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Шанхайхинская свита ($\alpha, \rho N_2 - Q_{E\check{H}}$; $\alpha, \rho N_2^3 - E\check{H}$) выделена В. Д. Мацем [54], в которую он включил бывшую «дулихинскую глинисто-песчаную подфацию» аносовской свиты. Стратотип свиты находится западнее границы площади. На площади листа М-48-IV эти отложения вскрыты в карьере на левом борту р. Дулиха. Здесь обнажается нижняя часть разреза свиты, представленная полого (11–20°) наклоненными к северо-востоку песками и галечниками, залегающими несогласно на алевролитах осиновской свиты. Песчано-галечные отложения срезают подстилающие слои осиновской свиты и представлены (снизу):

1. Пески и галечники с плоскопараллельной слоистостью. Пачки пород ориентированы под углом друг к другу и создают крупномасштабную диагональную слоистость толщи в целом. Гальки мелкие, часто переходящие в гравий, хорошо окатанные (коэффициент окатанности – 79,5), иногда – дисковидные. Нижние 3–5 м разреза оранжево-охристые, вдоль контакта с подстилающими алевролитами породы сильно лимонитизированы, выше становятся белесыми и лишь участками слабоохристыми 15–17 м
2. Пески белесые, чередующиеся с песчанистыми слюдистыми алевролитами. В верхней части пачки линзы галечников 7–8 м
3. Галечники светло-серые с линзами белесых хорошо промытых песков с мелкой перекрестной слоистостью пляжного типа. Гальки более крупные, чем в нижней части разреза, очень хорошо окатанные (коэффициент окатанности – 82,5), часто – дисковидные. Залегают они то субгоризонтально, то несогласно под углом к напластованию при общем наклоне к югу 3 м

Мощность по разрезу 25–28 м. Мощности свиты до 100 м.

Данные отложения, несомненно, озерного происхождения. Наклонное залегание слоев вызвано здесь не только тектоническими деформациями, но и первичными, генетически обусловленными особенностями отложения осадков на наклонных поверхностях типа фронтального откоса дельты.

Галечники, вскрытые Дулихинским карьером, непосредственно прослеживаются до обнажений на берегу Байкала. В цоколе низкой байкальской террасы они перекрывают озерные алевролиты пачки «синих аносовских глин» – осиновской свиты по Г. Б. Пальшину [60]. В галечниках определен представительный комплекс диатомовых, резко отличный от установленного в подстилающих отложениях осиновской свиты. В составе комплекса отсутствуют вымершие виды, характерные для «осиновских» алевролитов, и доминируют *Stephanodiscus astraea*, *Melosira italica* var. *valida*, а также появляются виды, ныне обитающие в Байкале: *Cocconeis skvortzowii*, *Navicula unipunctata*, *N. dahurica*, *Melosira baicalensis*, *Cyclotella baicalensis* и др. Возраст по диатомеям определяется в интервале верхний плиоцен–эоплейстоцен.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения развиты очень широко. Они закартированы в Байкальской впадине, в долинах рек и на денудационных склонах хребтов. По литологическим и генетическим особенностям выделяются аллювиальные, озерные, ледниковые, пролювиальные, делювиальные, солифлюкционные, десерпционные, коллювиальные, элювиальные образования, а по возрасту – средне-, верхненеоплейстоценовые, верхненеоплейстоцен–голоценовые и голоценовые. Для большей части полигенных склоновых отложений возрастное расчленение невозможно из-за их малой мощности и постоянных длительных преобразований.

ПЛЕЙСТОЦЕН

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Среднее звено

Кропоткинский надгоризонт. Тунгирский и боржигантайский нерасчлененные горизонты. *Озерные образования* (l^4Q_{III} ; $l^4ltn-br$) распространены на юго-восточном побережье Байкала. Они представлены выветрелыми косослоистыми валунными галечниками и песками, слагающими четвертую террасу оз. Байкал высотой 20–25 м. Галька различного петрографического состава хорошо окатана, часто плоской или эллипсоидальной формы. Иногда встречаются валуны размером до 20–30 см в диаметре. Галечники рыхлые, слабожелезненные. Песок разнозернистый серого, темно-бурого цвета. Очень часто пески и галечники перекрыты слоем суглинки и супеси непостоянной мощности. На основании спорово-пыльцевых остатков отложения четвертой террасы отнесены к тунгирскому и боржигантайскому (зырянскому) горизонту [48]. Мощность отложений до 5–6 м.

Верхнее звено

Верхнеплейстоценовые отложения представлены сувинским (III_1), томпинским (III_2), степановским (III_3) и ошурковским (III_4) горизонтами. Данные образования слагают эрозионно-аккумулятивный комплекс первой–третьей надпойменных аллювиальных террас, ледниковых морен, делювиально-пролювиальных шлейфов и сопряженных с ними озерных, озерно-ледниковых отложений Байкальской впадины.

Сувинский горизонт. *Пролювиальные и делювиальные отложения* ($p,dIII_1$) образуют предгорные шлейфы в бассейнах рек Мысовка, Клюевка, Ивановка, Половинка и др. Они представлены песками, суглинками с дресвой, щебнем и глыбами, мощностью 5–15 м.

Сувинский–степановский горизонты. *Озерные отложения* (l^3Q_{III} ; l^3III_{1-3}) третьей террасы (10–12 м) оз. Байкал выделяются на отдельных участках юго-восточного побережья между рр. Мал. Язовка и Мантуриха. Разрез террасы сложен песком, супесью, суглинком, гравием и галькой. Спорово-пыльцевой спектр отложений включает три климатических слоя: два холодных и один теплый [48], и сопоставляется с сувинским горизонтом СЛ. Мощность до 5–6 м.

Томпинский горизонт. *Пролювиальные и делювиальные отложения* ($p,dIII_2$) слагают предгорные шлейфы в бассейнах рек Быстрая, Ивановка и Бол. Тельная. Представлены песками, супесью с дресвой и щебнем. Мощность 5–15 м.

Ледниковые отложения (gQ_{III} ; $gIII_2$) распространены на северных склонах хребта Хамар-Дабан и представлены моренами долинных ледников. Они уверенно дешифрируются на МАКС по типичному бугристо-западинному рельефу конечных морен и валообразному – боковых морен. Состав отложений: валуны, галечники, супеси и суглинки. Мощность ледниковых масс в долинах Переемной и Аносовки достигала 100–200 м, в настоящее время она не превышает 10–15 м.

Озерно-ледниковые отложения (lgQ_{III} ; $lgIII_2$) установлены в пределах акватории Байкала по результатам подводного бурения и желонирования донных осадков. Предполагается, что они могли образоваться за счет переноса материала ледниковой экзарации горного обрамления ледником, или представляют конечную морену в период более низкого уровня озера. По составу эти образования очень близки ледниковым отложениям – песок с гравием и галькой, валунные глины, мощность их 1–5 м.

Озерные нефеловидные отложения ($lnIII_2$) выделяются в глубоководной части Байкальской впадины и показаны только на разрезах. Скв. ВDP-97 [44] в интервале 75,0–225,5 м вскрыты глины, пелитовые и алевропелитовые илы с прослоями песка. Породы мерзлые, потенциально газоносные. Мощность более 150 м. Возраст отложений определен по результатам диатомовой, пыльцевой стратиграфии и палеомагнитным исследованиям при изучении керна скв. ВDP-99 на сопредельной площади [41].

Томпинский–степановский горизонты нерасчлененные. *Аллювиальные отложения третьей надпойменной террасы* (a^3III_{2-3}) высотой 15–20 м в левом борту Лев. Мишихи, ниже устья руч. Култукский Ключ. Верхняя часть террасы сложена преимущественно супесью и суглинком, а в нижней части преобладают галечники. Мощность отложений 10–15 м.

Степановский горизонт. *Озерные нефеловидные отложения* ($lnIII_3$) Байкальской впадины, вскрытые скв. ВDP-97 в интервале 36,0–75,0 м. В разрезе отмечается чередование слоев алевро-то-пелитовых диатомовых илов и глин. Диатомовые илы темно-оливковой и оливковой окраски

имеют тонкую слоистость и высокое содержание диатомовых створок (до 85 %). В целом, позднеплейстоценовые илы схожи с голоценовыми илами, однако доля диатомитов в этих илах несколько выше, а пористость и влажность несколько ниже. Возраст осадков по данным радиоуглеродного датирования (23–50 тыс. лет) отвечает каргинскому межледниковью. При этом диатомовые ритмы формировались в теплые межледниковые периоды, а глины – в холодные ледниковые эпохи. Мощность 39,0 м.

Степановский–ошурковский горизонты нерасчлененные. *Аллювиальные отложения второй надпойменной террасы* ($\alpha^2 Q_{III}$; $\alpha^2 III_{3-4}$) закартированы в устьях рек Переемная, Мишиха, Мантуриха и др., но не везде они могут быть показаны в масштабе карты. Терраса цокольная, эрозионно-аккумулятивная, приподнята над уровнем озера на 15–20 метров. Верхняя часть террасы (около 1,5 м) сложена серой комковатой глиной с линзами ожелезненного крупнозернистого песка. В нижней части доминирует грубый песчано-галечный материал с включением валунов до 10–15 %. Галька средней окатанности ожелезненная рыхлая (крошится пальцами). Учитывая гипсометрическое положение и двучленное строение террасы, возраст ее определяется как верхнеплейстоценовый. Мощность отложений 6–10 м.

Ошурковский горизонт. *Ледниковые отложения* ($gIII_4$) последнего неоплейстоценового оледенения. Они представлены валунно-глыбово-суглинистым материалом конечных и боковых, основных и каровых морен. Первые отмечаются в долинах рек Переемная, Мишиха, Аносовка, а вторые – в центральных частях хребта Хамар-Дабан. Эти ледниковые образования отчетливо дешифрируются по аэрофотоматериалам на склонах троговых долин и обычно не выходят за пределы контуров томпинского оледенения. Видимая мощность отложений около 10 м.

Озерные нефеловидные отложения ($lnIII_4$) характеризуют в разрезе скв. ВDP-97 интервал 12,0–36,0 м. Здесь вскрыты ледниковые плотные глины светло-серого или зеленовато-серого цвета с прослоями гляциальных турбидитов от 0,5 до 15 см, при средней мощности 1–3 см. Частота встречаемости прослоев – до 10–20 в метровом отрезке керна. Глины сложены мельчайшими обломочными частицами в основном кварц-полевошпатового состава. Собственно глинистые минералы занимают всего 10–15 %. Текстуры глин обычно слоистые, тонкослоистые, реже – массивные. В виде примеси присутствует более грубый обломочный материал: крупный алеврит, песок, гравий и галька, иногда со следами ледниковой штриховки, изредка встречаются валуны и даже их скопления. Радиоуглеродное датирование определяет возраст этих осадков от 13 до 24 тыс. лет, что соответствует времени сартанского ледникового периода. Мощность по скважине – 24,0 м.

Озерные образования (lQ_{III}) представлены глинами, пелитовыми и алевропелитовыми илами с прослоями песка (более 200 м). Вынесены только на разрез.

ПЛЕЙСТОЦЕН, НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО–ГОЛОЦЕН

Данные отложения представлены *аллювием первой надпойменной террасы* ($\alpha^1 Q_{III-H}$; $\alpha^1 III_4-H$), развитой почти в каждой долине, но выделенной на карте только в левом борту р. Мишиха. Все они являются аккумулятивными. Высота террасы от 2,5 до 4 м. Ширина в зависимости от работанности долин колеблется в широких пределах: так в долине Мишиха она достигает 1 000 м, а по другим рекам колеблется от нескольких десятков до сотни метров. Террасы сложены в основном песчано-валунно-галечным материалом, прикрытым сверху илистыми песками или суглинком незначительной мощности (0,3–0,5 м). Часть из них сильно заболочена, мощность торфа достигает 2–3 м и более. Мощность первой террасы до 6 м.

Аллювиальные и пролювиальные отложения (α, pQ_{III-H} ; $\alpha, pIII-H$) приурочены к широким хорошо выработанным долинам первого–второго порядка с непостоянным водотоком. Сложены валунами и галькой с песчаным заполнителем. Мощность 5–10 м.

ГОЛОЦЕН

Современные отложения представлены аллювиальными и озерными генетическими типами.

Аллювиальные отложения (αQ_H ; αH) русел, высокой и низкой поймы наблюдаются по всем действующим водотокам площади. Пойменная фация представлена песками и илисто-алевритовыми осадками. Пойма местами заболочена, идет интенсивный процесс торфообразования. Русловая фация слагает русла рек и прирусловые отмели, здесь преобладает разнотернистый песчаный и валунно-галечно-гравийный материал. Русловые отложения, как правило, хорошо отмыты, окатаны и сортированы. Мощность от 4 до 6,5 м. Отложения содержат золотоносные россыпи.

Озерные волновые отложения (lvQ_n ; lvH) развиты на подводных мелководьях и в зоне пляжа оз. Байкал. Они представлены в основном глинами, пелитовыми, алевропелитовыми и диатомовыми илами с прослоями мощностью до 20–30 см песка и гравия, реже – грубозернистыми песчаными и галечными отложениями, вплоть до валунов. Преимущественный состав пляжа галечный или песчано-галечный. Крупногалечный и валунно-галечный пляжи встречаются в пределах берега, сложенного речными образованиями. Ширина пляжей на участках с устойчивой аккумуляцией (район рек Мишиха, Бол. Ивановка) достигает 40–50 м, а в местах активной абразии – уменьшается до 1–2 м. Средняя ширина пляжа в надводной части составляет 7–9 м. Мощность отложений 0,5–5,0 м.

Озерные декливиальные отложения (ldQ_n ; ldH) формировались на подводных склонах за счет обвальных, оползневых процессов и турбидитных потоков. Представлены глинами, алевритовыми и песчаными турбидитами с тонкой и градационной слоистостью, содержащими примесь мелких створок или осколков створок диатомовых водорослей. Мощность до 20 м.

Озерные нефелоидные отложения (lnQ_n ; lnH) слагают внутреннюю часть акватории Байкальской впадины на глубинах 1 000 м и более. В разрезе скв. ВДР-97 они представлены гемипелагическими биогенно-терригенными илами алеврито-пелитового состава, слагающими верхний слой до глубины 12,0 м. Доля створок диатомовых колеблется от 10–15 до 60–80 %. Доля алеврита составляет 5–35 %, песка – 5–7 %. Цвет осадков оливково-серый или зеленовато-серый. Текстуры отложений в основном слоистые или тонкослоистые. Слоистость обусловлена изменением содержания терригенной и биогенной составляющей. Мощность отложений в Южно-Байкальской котловине достигает 8–12 м, составляя в среднем 2–4 м. Возраст осадков по данным радиоуглеродного датирования определяется как голоценовый (0–11 тыс. лет).

НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Представлены элювиальными, элювиальными и делювиальными, десерпционными, коллювиальными, коллювиально-делювиальными, делювиальными с коллювиально-делювиальными и делювиально-солифлюкционными образованиями, имеющими очень широкое распространение на площади.

Элювиальные (e) образования механогенного подтипа представлены глыбами, щебнем и дресвой, развитыми на плоских субгоризонтальных поверхностях выравнивания, преимущественно дочетвертичного возраста. Формирование механогенного элювия продолжается и в настоящее время. На МАКС они характеризуются ровными горизонтальными поверхностями верхних частей водоразделов. Мощность до 5 м.

Элювиальные и делювиальные (e,d) образования распространены на полого-выпуклых водоразделах и представлены глыбами, дресвой, щебнем с песчаным и супесчаным заполнителем. Мощность до 3 м.

Коллювиальные (c) отложения развиты в зоне тектонически-активного высокогорного рельефа и слагают шлейфы осыпей, выделяющиеся на МАКС светло-серым и белым фототонем. В их составе преобладают глыбы и щебень. Мощность более 3 м.

Коллювиально-делювиальные (cd) образования преобладают на площади и покрывают склоны водоразделов средней крутизны. Представлены глыбами и щебнем с супесчаным и суглинистым заполнителем. Мощность до 3 м.

Делювиальные и коллювиально-делювиальные (d,cd) образования широко распространены на площади листа. Представлены супесями, суглинками со щебнем и глыбами. Мощность до 15 м.

Делювиально-солифлюкционные (ds) образования представлены подтипом медленной солифлюкции и образуют на склонах солифлюкционные террасы, потоки, курумы, каменные кольца, отчетливо дешифрируемые на МАКС. Сложены они супесями, суглинками со щебнем и глыбами, щебнисто-глыбовыми образованиями. Мощность до 3 м.

Десерпционные образования (dr) представлены супесями, суглинками со щебнем и глыбами. Мощность до 3 м.

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Данные образования пользуются наибольшим развитием на площади. Среди них выделяют шумихинский раннепротерозойский, монстойский раннепалеозойский, позднеджидинский среднекарбонный, хамардабанский позднекарбонный и соготинский позднепермский интрузивные комплексы, а также уланбургасский (?) позднепалеозойский метаморфический и нерсинский позднерифейский и биллютайский средне-позднекарбонный дайковые комплексы.

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Шумихинский комплекс умереннощелочных гранитов-гранодиоритов развит на южном склоне Приморского хребта. В составе комплекса на площади листа выделяется две фазы. *Первая фаза*: порфировидные биотит-амфиболовые монцониты и кварцевые монцониты ($\mu\text{PR}_1\check{s}_1$), менее распространены кварцевые сиениты и граносиениты. Все они рассматриваются как фациальные разновидности, связанные между собой постепенными взаимопереходами. *Вторая фаза* представлена субщелочными двуполевошпатовыми лейкократовыми гранитами ($\epsilon\gamma\text{PR}_1\check{s}_2$).

Выходы гранитов в пределах листа М-48-IV отнесены предшественниками [58, 120] к Котинской интрузии. Она протягивается в виде полосы шириной 1–3 км вдоль побережья Байкала к западу от устья пади Мал. Коты. Южная граница интрузии скрыта под водами оз. Байкал, а северная кромка интрузии полого надвинута на юрские конгломераты. Общая площадь выходов гранитов на площади листа 20 км².

Породы первой фазы слагают большую часть массива. Среди них доминируют порфировидные средне- и крупнозернистые биотит-амфиболовые монцониты и кварцевые монцониты. Монцониты имеют грязно-серую окраску и массивную, иногда гнейсовидную текстуру. Основная масса их сложена (в %) плагиоклазом (до 40), микроклином (20–30), голубовато-серым кварцем (до 5, в кварцевых монцонитах – 10–20), роговой обманкой (10–20) и биотитом (до 10). Структура гипидиоморфнозернистая. Порфировые вкрапленники размером от 1×1 до 2×3 см представлены калиевым полевым шпатом. Они составляют до 20–30 % объема породы. Вторичные изменения выражены в серицитизации, эпидотизации и хлоритизации. Акцессорные минералы – монацит, ортит и сфен, кроме того, минералогическим анализом определены: магнетит, ильменит, радиоактивный циркон, апатит, пирит, флюорит.

Граносиениты и кварцевые сиениты развиты незначительно, они прослеживаются узкой (до 1 км) полосой вблизи границы листа к западу до пади Варначка. Цвет пород розовато-красный, структура преимущественно крупнозернистая, текстура массивная и гнейсовидная. Состоят в основном из калиевого полевого шпата (40–90 %) и кварца (10–20 %). Количество плагиоклаза не постоянно и колеблется от 5 до 20 %. Цветные минералы представлены биотитом (до 15 %) и амфиболом (до 20 %), из акцессорных установлены: магнетит, ильменит, циркон, апатит, флюорит, пирит и турмалин.

В гранитоидах первой фазы отмечаются отдельные кварц-карбонатные прожилки, выполняющие трещины северо-западной ориентировки (310–320°). Их мощность не более 4 см, протяженность – до 2 м. Наибольшее развитие они получили в бассейне пади Черная.

Вторая фаза интрузии представлена средне- и крупнозернистыми лейкократовыми гранитами и подчиненными им мелкозернистыми и пегматоидными гранитами. Контакты гранитов с породами первой фазы повсеместно интрузивные. Лейкограниты – розово-красные или бледно-розовые породы массивной, местами гнейсовидной текстуры. Состоят из калиевого полевого шпата (40–70 %), плагиоклаза (10–30 %), кварца (20–35 %) и отдельных зерен амфибола или биотита (до 3 %). Мелкозернистые граниты имеют близкий минеральный состав, но более обогащены биотитом (5–7 %). Структура их аллотриоморфнозернистая, реже – гранитная. По данным минералогического анализа лейкократовые граниты содержат в весовых содержаниях маг-

нетит, ильменит, эпидот, циркон, апатит, а также знаки монацита, турмалина, галенита, пирита и флюорита.

Из *жильных образований* отмечаются единичные дайки аплитов ($\alpha\text{PR}_1\text{S}_2$) и пегматитов ($\rho\text{PR}_1\text{S}_2$) мощностью в первые и протяженностью до десятков метров.

Породы массива прорывают гнейсы жидойской толщи архея и секутся дайками габбро-диабазов нерсинского комплекса. Контакты интрузии с метаморфической толщей сложные, часто извилистые, сопровождаются апофизами гранитов мощностью до 1,5 м. Эндоконтактные зоны насыщены ксенолитами боковых пород. Ксенолиты имеют угловатую форму и размеры от первых метров до 10–15 м. В экзоконтактах интрузии широко проявлены наложенные процессы. В гнейсах в зоне шириной 100–200 м появляется кордиерит, гранат и очень часто наблюдается микроклинизация пород. Известняки превращены в скаполит-диопсидовые скарноиды, ширина которых может достигать 25–50 м. В гранитах массива широко проявлены деформации в виде трещиноватости различной ориентировки, особенно в зоне Ангарского надвига. Преобладают системы относительно пологих (30–45°) трещин северо-западного и северо-восточного простирания.

Химические анализы гранитоидов шумихинского комплекса позволяют относить их к калиево-натриевой серии умереннощелочного петрохимического ряда. Содержание калия преобладает над натрием во всех разновидностях пород. Образования первой фазы соответствуют монцонитам, кварцевым монцонитам, сиенитам и граносиенитам, и лишь в одном образце – гранодиоритам; вторая фаза – субщелочные двуполевошпатовые лейкограниты. Геохимическая характеристика гранитоидов выражена в повышенных содержаниях циркония, бария, иттрия, иттербия, лантана, свинца, цинка, олова, молибдена.

В аэрогеофизических полях интрузия выделяется положительным магнитным полем интенсивностью 250–6 000 нТл. Радиоактивность пород повышенная, средние значения в монцонитах составляют 22–23 мкР/ч, в лейкократовых гранитах – до 34 мкР/ч. На АФС гранитоиды характеризуются серым фототонном.

Раннепротерозойский возраст гранитоидов шумихинского комплекса определяется вполне надежно. Они интродуцируют метаморфические толщи шарыжалгайской серии архея и прорываются дайками нерсинского комплекса позднего рифея. Изотопный возраст гранитов шумихинского комплекса в петротипической местности по рубидий-стронциевому методу имеет датировку $1\ 938 \pm 48$ млн лет.

Рудной минерализации, связанной с породами шумихинского комплекса не установлено; пегматиты, как правило, также не содержат оруденения, но пригодны для силикатной и стекольной промышленности.

ПОЗДНЕРИФЕЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Нерсинский комплекс габбро-диабазовый ($v\beta, \beta' \text{RF}_3 n$) относится к малым интрузиям региональных систем дайковых поясов габбро-диабазовой формации, проявившихся в условиях стабилизированной земной коры. Их распространение охватывает обширную территорию краевого выступа Сибирской платформы.

Комплекс выделен в 1956 г. П. В. Дубиным и Н. В. Сухановой на р. Нерса в Восточном Саеяне [120]. На изученной территории он представлен немногочисленными дайками диабазов и габбро-диабазов, развитыми среди архейских и раннепротерозойских образований в прибрежной зоне оз. Байкал. Они приурочены к разломам и ослабленным зонам субмеридионального и субширотного простирания.

Дайки, по условиям залегания, являются крутопадающими телами, мощностью от первых метров до 50–60 м и протяженностью более 100 м. Внутреннее строение даек обычно однородное, иногда наблюдается уменьшение зернистости пород от центральной к периферическим частям тел. Контакты с вмещающими породами резкие, секущие, прямолинейные, реже – уступчатые, волнистые без значительных контактовых изменений. Постинтрузивная тектоника проявилась в повсеместном развитии трещиноватости, а в некоторых случаях в малоамплитудных (до 1 м) смещениях смежных частей даек по трещинам сколового типа.

Диабазы плотные мелкозернистые породы темно-зеленого цвета. Главными минералами являются (в %): пироксен (10–30), амфибол (10–30) и плагиоклаз (30–70), в небольшом количестве присутствуют кварц, калиевый полевой шпат и биотит. Акцессорные минералы – сфен, апатит, магнетит, ильменит, циркон, эпидот.

Габбро-диабазы – темно-серые от мелко- до крупнозернистых, массивной текстуры. Состоят (в %) из плагиоклаза (30–50), пироксена (не более 20), амфибола (25–50), биотита, кварца и ка-

лишпата (в сумме не более 10), рудного (1–5) и аксессуарных минералов – апатита и пирита. Вторичные минералы представлены эпидотом и хлоритом. Структура габброофитовая, участками габбровая.

Дайковые образования нерсинского комплекса относятся к группе основных пород нормального ряда. Габбро-диабазы в сравнении с диабазами характеризуются меньшим содержанием кремнезема и щелочей, обогащены известью и магнием. В породах незначительно повышен фон по литию, свинцу, бериллию, барию. Вследствие малых размеров дайки не выделяются на АФС.

На исследованной площади дайки нерсинского комплекса прорывают раннепротерозойские гранитоиды шумихинского комплекса и образования архея. Взаимоотношения даек с отложениями байкальской серии среднего–верхнего рифея не установлены. На соседней к западу территории они трансгрессивно перекрываются мотской свитой венда [127]. Согласно легенде возраст комплекса датируется поздним рифеем.

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Моностойский комплекс габбровый ($v, \delta, v\delta PZ, m$). Габброиды моностойского комплекса образуют небольшие массивы, интрузирующие осадочно-метаморфические образования, а также встречаются в ксенолитах среди позднепалеозойских гранитоидов хребта Хамар-Дабан. Под воздействием гранитов породы сильно изменены – калишпатизированы, амфиболизированы, биотитизированы, представлены преимущественно диоритами, кварцевыми диоритами, монцодиоритами, значительно реже встречаются габбродиориты и габбро, в некоторых массивах отмечаются горнблендиты и перидотиты.

Вблизи восточной рамки листа выходы основных пород образуют цепочку массивов северо-восточного простирания (30°), протягивающуюся от бассейна Удунгушки до верховьев Мысовки и далее за пределы площади в бассейн Большой Речки. Самый крупный на площади Верхнемысовский массив ($\sim 20 \text{ км}^2$) занимает водораздел рек Мысовка–Удунгушка. Сложен среднезернистыми, иногда порфирированными диоритами и монцодиоритами, в редких выходах кое-где встречаются более основные разновидности, приближающиеся по составу к габбро. Состав пород (в %): плагиоклаз (андезин № 30–49 с реликтами лабрадора), пироксен – 6–27, роговая обманка – 15–20, калиевый полевой шпат – 15–20, биотит – 8–15, кварц – до 3–5; аксессуарные: титаномангнетит – до 7, апатит, сфен. Структура габбровая, габброофитовая, бластогаббровая. Содержание апатита обычно не превышает 1 % и только в единичных пробах достигает 3 % [122]. Диориты Верхнемысовского массива характеризуются общей высокой щелочностью, обусловленной, вероятно, воздействием гранитов. Для них характерны повышенные содержания бария, циркония, бериллия, свинца и незначительно фосфора, при очень низких для основных пород концентрациях хрома и никеля.

В бассейне среднего течения р. Удунгушка на юго-восточном склоне хр. Хамар-Дабан выделен массив основных пород площадью около 2 км^2 , приуроченный к узлу пересечения разломов северо-восточного и северо-западного направлений. Он представляет собой ксенолит среди гранитоидов позднеджидинского комплекса, вытянутый вдоль северо-восточного разлома и разделенный на две части долиной реки. Большая часть массива сложена измененными амфиболовыми габброидами от мелкозернистой до среднезернистой структуры, амфибол в них замещается биотитом, повсеместно наблюдаются порфирированные новообразованного розового микроклина размером от 0,5 до 2 см (т. н. 43–44). В северной части этого массива, на левобережье Удунгушки, выделяется участок около $0,12 \text{ км}^2$, сложенный ультраосновными породами (т. н. 4006 [106]). По составу они соответствуют роговообманковым перидотитам и состоят (в %) из оливина (до 40), флогопита (30–35), роговой обманки (15–20), гиперстена (до 10). Второстепенные минералы – тальк, серпентин, рудный. Структура пойкилитовая, петельчатая, катакlastическая. Перидотиты относятся к породам нормального ряда (сумма щелочей – 1,42 %), высокомагнезиальным и высокожелезистым, с низкими содержаниями СаО (2,4–4 %) и глинозема (4,8–5,2 %).

Габбро и горнблендиты встречаются в основном в западной части района, где образуют небольшие выходы в виде штоков и ксенолитов. Среди них преобладают габброиды нормального ряда (сумма щелочей – 2–3,5 %), они часто отмечаются в аллювии р. Переемная и ее притоках.

Образования моностойского комплекса характеризуются высокими, с изрезанным видом кривых ΔT , магнитными полями, с максимальными значениями интенсивности до 2 500–3 000 нТл [147]. Кроме того, габброиды имеют более высокую плотность по сравнению с окружающими их породами (от 2,67 до $2,84 \text{ г/см}^3$). Радиоактивность их – от 5–8 до 10–14 мкР/ч.

Породы монотойского комплекса прорывают терригенно-карбонатные отложения темникской свиты нижнего кембрия (бассейн р. Мысовка) и сами находятся в ксенолитах среди гранитов позднеджидинского и хамардабанского комплексов карбона. На сопредельной территории листов М-48-V и XI было проведено датирование Хонтогольского [123] и Шильдырхейского [107] габбровых массивов, определения изотопного возраста которых по Sm-Nd методу показали значения 508 и 496 млн лет. На основании этих данных комплекс считается раннепалеозойским.

Полезных ископаемых в связи с данными образованиями на территории листа М-48-IV не установлено.

СРЕДНЕКАРБОНОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Позднеджидинский комплекс граносиенит-гранитовый. Гранитоиды позднеджидинского комплекса широко развиты на юге Бурятии. Ареал их протягивается от бассейна Джиды до побережья Байкала, включая южные склоны, центральную и восточную части хр. Хамар-Дабан. На территории листа М-48-IV они слагают два крупных массива (до 500 км²) в бассейне Мишихи и Мысовки, фрагмент массива (70 км²) в верховье Лев. Мишихи и два небольших выхода (10–30 км²) в среднем течении р. Переемная и верховьях рек Ушаковка и Половинка. Форма массивов округлая, овальная. По отношению к вмещающим терригенно-карбонатным отложениям они занимают в целом субсогласное положение, но имеют резкие интрузивные контакты, обрамлены зонами роговиков и скарнов.

Комплекс трехфазный. *Первая фаза* представлена порфировидными биотит-амфиболовыми кварцевыми монцонитами (qmC_2pd_1). *Вторая фаза* – субщелочные двуполевошпатовые биотит-амфиболовые и биотитовые граниты, граносиениты, иногда кварцевые сиениты ($\epsilon\gamma; \gamma\xi; \epsilon\gamma-\gamma\xi C_2pd_2$), связанные между собой взаимопереходами и различающиеся лишь количественным соотношением главных породообразующих минералов. Породы второй фазы доминируют в составе комплекса. Характерной особенностью пород первой и второй фаз является порфировидная структура, обусловленная наличием крупных до нескольких сантиметров вкрапленников розового калиевого полевого шпата и средне-крупнозернистая структура основной массы; массивные средне-мелкозернистые разности слагают краевую фацию. В *третью фазу* выделены субщелочные двуполевошпатовые биотитсодержащие лейкократовые граниты ($\epsilon l; \gamma C_2pd_3$). *Жильные образования* представлены многочисленными дайками мелкозернистых и аплитовидных гранитов, микрогранитов (γC_2pd_3), пегматитов ($p C_2pd_3$), редко – диоритовых порфиритов. Они встречаются как среди пород массивов, так и в их обрамлении. Мощность даек редко превышает 3–5 м, протяженность – до первых сотен метров.

Наиболее крупный Ивановский массив (500 км²) занимает бассейны рек Ивановка, Холяторка, Удунгушка. Он вытянут в северо-западном направлении, согласно простиранию вмещающих пород темникской и астайской свит, которые в экзоконтакте ороговикованы и скарнированы. На севере и северо-востоке породы массива прорваны гнейсогранитами хамардабанского комплекса, а на юго-востоке – небольшими штоками щелочнополевошпатовых граносиенитов соготинского комплекса и перекрываются вулканитами алентуйской свиты. В массиве отмечаются ксенолиты метаморфических пород и измененных габброидов монотойского комплекса.

Массив сложен породами второй и третьей фаз. Основной объем представляют граниты, граносиениты и кварцевые сиениты второй фазы. Граносиениты и кварцевые сиениты заметно преобладают в северной половине массива. В составе их присутствуют (в %): микроклипертит (40–55), плагиоклаз (20–30), кварц (10–15), биотит (5–10), роговая обманка (2–5, иногда до 10) и акцессории – апатит, циркон, сфен, рудный минерал. В южной половине массива, наряду с граносиенитами, отмечаются граниты. Выходы гранитов тяготеют преимущественно к зоне эндоконтакта, либо обрамляют выходы ксенолитов метаморфических пород и характеризуют, по-видимому, апикальную фацию массива. Такие неравномернозернистые, чаще мелкозернистые фации гранитов до гранит-порфиров широко развиты в верховье Правой Мишихи и на водоразделе Правой Мишихи–Мысовки. Микроклин в них существенно преобладает над плагиоклазом (10–20 %), биотита – до 1 %. Содержание кварца колеблется от 15–20 до 30 %, он представлен зернами и хорошо выраженными кристаллами в виде порфировых вкрапленников. Структура гранитовая, порфировая, реже – микропегматитовая и микропойкилитовая. В бассейне Удунгушки развиты порфировидные крупнозернистые граниты, которые от граносиенитов отличаются лишь повышенным содержанием кварца. Участки перехода граносиенитов в граниты наблюдались на правом берегу р. Удунгушка (т. н. 55–56). Общее содержание кварца в породах при этом увеличивается до 25–30 %. Следует отметить еще одну особенность – изме-

нение окраски пород от розовато-серой в центральной и северной частях массива до ярко-розовой и красной в южной (бассейн Удунгушки). Это не зависит от состава пород, а связано, по-видимому, с наложенными метасоматическими процессами, обусловленными влиянием позд-непермских интрузий.

В долине Лешаковки, Бол. Ивановки и на правобережье Удунгушки закартированы среди граносиенитов несколько мелких тел (1–10 км²) лейкократовых гранитов, которые условно отнесены к третьей фазе комплекса. Это розовые обычно крупнозернистые породы, состоящие (в %) из округло-изометричных зерен кварца (25–40), табличек плагиоклаза (25–30) с пятнистыми антипертитами калиевого полевого шпата, ксеноморфных зерен микроклин-пертита (30–35) и хлоритизированного биотита (1–2). Структура гипидиоморфнозернистая с элементами замещения. Выделение их в самостоятельную фазу произведено с некоторой долей условности, по аналогии со смежными районами хребтов Хамбинского и Цаган-Дабана, где они слагают значительные площади и перекрываются пермскими вулканитами. Непосредственные контакты лейкократовых гранитов с породами второй фазы не наблюдались из-за слабой обнаженности, но отмечается уменьшение зернистости лейкогранитов к контактам пород второй фазы.

Второй значительный по размерам Мишихинский массив (250 км²) протягивается параллельно Ивановскому массиву от верховьев руч. Тихий на юго-востоке до нижнего течения Левой и Правой Мишихи, где они соединяются узкой перемычкой. Массив также двухфазный, но здесь выделяются породы первой и второй фаз комплекса.

Кварцевые монцониты первой фазы образуют крупное поле в бассейне Лев. Мишихи. Во многих местах среди них отмечены небольшие (2–3 м, редко – до десятков метров) ксенолиты измененных габброидов монстойского комплекса и биотит-амфиболовых (иногда с силлиманитом) кристаллосланцев темникской свиты. Окраска пород серая со слабым розоватым оттенком. В составе преобладают (в %) крупнопризматические зерна плагиоклаза (андезин, олигоклаз) (50–60) с мелкими ксеноморфными зернами калишпат-пертита (10–25) и кварца (5–8). Темноцветные минералы (15–20 %) представлены роговой обманкой и биотитом. Плагиоклаз имеет неотчетливо зональное строение, центральные части зерен интенсивно замещаются серицитом, кальцитом, иногда – эпидотом, по периферии отмечается оторочка из калиевого полевого шпата. Структура гипидиоморфнозернистая с элементами замещения и грануляции. Порфиновые вкрапленники занимают 10–15 % объема породы и представлены решетчатым микроклин-пертитом. Акцессорные минералы (апатит, циркон, сфен, рудный) образуют многочисленные скопления в биотите и амфиболе.

К юго-востоку от водораздела бассейнов Левой и Правой Мишихи монцониты сменились граносиенитами и кварцевыми сиенитами второй фазы. От кварцевых монцонитов они отличаются розовой окраской из-за высокого содержания калинатрового полевого шпата (до 35–40 %) и уменьшения количества темноцветных минералов. Контакты между ними не выяснены, но в монцонитах отмечаются секущие дайкообразные тела порфиroidных гранитов, аналогичных породам второй фазы. В южном эндоконтакте массива местами отмечаются неравномернозернистые порфиroidные биотитовые граниты второй фазы. Скальные выходы гранитов прослеживаются в правом борту р. Бурятская (Больдеро). Окраска их розовато-серая, структура крупнозернистая, отчетливо порфиroidная с крупными кристаллами розового полевого шпата. Ширина зоны эндоконтактовых пород около 2–4 км. Данные граниты характеризуются повышенной радиоактивностью до 40–60 мкР/ч из-за присутствия в них ортита. Жильные породы представлены дайками мелко-среднезернистых гранитов, микрогранитов, пегматитов. Изредка встречаются дайки диоритовых порфиритов. Последние включены в состав комплекса на основании того, что пространственно связаны с породами массива и секутся пегматитовыми жилами.

На остальной площади листа многочисленные небольшие выходы пород комплекса представлены главным образом гранитоидами второй фазы. Монцониты первой фазы закартированы только в среднем течении р. Переемная, а также выделяются в краевой части массива по р. Половинка. Здесь в береговых скальных обнажениях, в 100 м выше водопада, наблюдалось их прорывание крупнозернистыми порфиroidными биотитовыми гранитами второй фазы с лейкократовой мелкозернистой эндоконтактовой фацией шириной 0,5–1 м. Кварцевые монцониты в экзоконтакте разгнейсованы и ороговикованы, а ксенолиты их содержат местами гнездовую вкрапленность молибденита (?). Очень часто в монцонитах встречаются ксенолиты габброидов.

По петрохимическому составу породы позднедзидинского комплекса относятся к калиево-натриевым умереннощелочного ряда. В геохимическом спектре элементов общими для всех трех фаз являются низкие содержания хрома, повышенные – свинца, циркония, стронция и молибдена. Для гранитов второй фазы также характерны высокие концентрации вольфрама, а для

лейкократовых гранитов третьей фазы – олова.

Породы комплекса характеризуются изрезанным дифференцированным положительным магнитным полем; над монцонитами первой фазы иногда отмечаются локальные повышения гравитационного поля до 1 мГал. Наиболее распространенные порфириовидные граниты и граносиениты второй фазы уверенно дешифрируются на МАКС по скальным выходам и крупно-глыбовым осыпям. Плотность порфириовидных гранитов – 2,59–2,65 г/см³, радиоактивность монцонитов – 12–15 мкР/ч, граносиенитов – 15–18 мкР/ч, гранитов – 20–40 мкР/ч.

Контактные изменения пород проявились в образовании лейкократовых мелкозернистых эндоконтактовых фаций, а в экзоконтактах – в ороговиковании и скарнировании вмещающих терригенно-карбонатных пород астайской и темникской свит. В метапелитах появляются порфиробласты биотита и кордиерита, а также турмалин, в песчаниках – диопсид, эпидот, цоизит. Ширина контактовых ореолов изменяется от сотен метров до 2–3 км. Мощность зон скарнированных пород – от нескольких до десятков метров. В составе их – диопсид, гранат, амфибол, скаполит, полевой шпат, эпидот, цоизит, кальцит, магнетит. Наиболее распространены пироксен-гранатовые и гранатовые скарны. Местами скарны содержат жилы (до 20 см) пегматоидных кварц-полевошпат-гранатовых пород. Содержание граната (альмандин) в жилах колеблется от 30 до 70 % объема породы. Он образует удлиненные и изометричные агрегаты кристаллов или отдельные довольно хорошо ограненные ромбододекаэдры темно-коричневого цвета размером до 2–3 см. В основной массе белый и розоватый полевой шпат и темный кварц находятся в виде крупных агрегатов или в пегматоидном срастании друг с другом. Рудная минерализация в скарнах представлена магнетитом, иногда – пиритом, галенитом (?), по данным спектрального анализа, в повышенных концентрациях установлено золото (до 0,01 г/т), цинк, олово.

В экзоконтактах гранитных массивов очень часто встречаются кварцевые и кварц-карбонатные жилы и прожилки мощностью от 1–2 см до 0,5 м. Жилы сложены белым зернистым кварцем с гнездами и просечками сидерита. В них отмечается вкрапленность пирита, лимонита, иногда – малахита, в некоторых жилах установлено золото (0,002–0,015 г/т) и серебро (до 2–6 г/т). В бассейне Мишихи с мелкопрожилковым окварцеванием связана золоторудная минерализация с содержанием золота – до 36 г/т и серебра – до 50 г/т.

Возраст гранитоидов комплекса определяется на основании того, что они имеют интрузивные контакты с палеонтологически датированными образованиями от нижнего палеозоя (темникская, астайская и другие свиты) до нижнего–среднего карбона включительно [107]. При этом сами прорываются гнейсогранитами позднекарбонатового (?) хамардабанского и щелочно-полевошпатовыми граносиенитами позднепермского соготинского комплексов, перекрываясь вулканитами аленгуйской свиты верхней перми. Геологическим данным не противоречит и датировка изотопного возраста гранитов, полученная U-Pb методом по циркону на листе М-48-ХI [107], которая составляет 311 млн лет и отвечает среднему карбону.

СРЕДНЕ-ПОЗДНЕКАРБОНОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Билютайский комплекс щелочнополевошпатовых гранитов-сиенитов ($\gamma\xi C_{2-3b}$) пользуется крайне незначительным распространением на площади. Он выделен авторами в бассейне нижнего течения р. Мишиха, где представлен несколькими небольшими жильными телами и дайками пепельно-серых щелочнополевошпатовых граносиенитов и гранитов, секущих силикатно-карбонатные сланцы темникской свиты. Аналогичные породы встречаются также в аллювии выше по течению реки, но в коренных выходах не установлены.

Граносиениты – среднезернистые породы, массивной или нечетко трахитоидной текстуры. Главные минералы (в %): калишпат-пертит (70) образует идиоморфные удлиненные таблицы, кварц (10–15, в гранитах – до 20) и плагиоклаз в виде мелкозернистого гранобластового агрегата, развитого вдоль контактов крупных зерен калишпата (10, редко – более), биотит (4) и амфибол (от 2–3 до 7). Калишпат представлен решетчатым микроклином. Акцессории – апатит, циркон, сфен, ортит, титаномагнетит (?). Структура гипидиоморфнозернистая с элементами грануляции.

По петрохимическим параметрам породы комплекса относятся к высокоглиноземистым щелочнополевошпатовым сиенитам и лейкогранитам калиево-натриевой серии [107]. Породы обогащены цирконием, стронцием, барием, литием и свинцом, имеют низкие концентрации меди, цинка, бериллия, иттрия.

Образования билютайского комплекса на площади выделяются впервые. Сведения о подобных породах встречаются у Г. Е. Викулова [85], который включал их в состав хамардабанского

комплекса. Аналогичные породы юго-восточнее в бассейне р. Селенга [107] прорывают гранитоиды позднежидинского комплекса среднего карбона, а галька пепельно-серых щелочнополевошпатовых сиенитов встречается в конгломератах гунзанской свиты (средний карбон–нижняя пермь). На основании этого возраст выделяемого билютайского комплекса датируется средним–поздним карбоном.

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Уланбургасский комплекс гнейсо-метатектитовый (?) (g,sPZ₃ub?). Подкомплекс гнейсо-сланцевый выделяется в бассейне рек Аносовка и Переемная на северном склоне хр. Хамар-Дабан в его высокогорной части. Он залегает в виде крупного останца в кровле гранитов хамардабанского комплекса. Метаморфические образования представлены биотитовыми, гранат-биотитовыми, мусковит-биотитовыми, силлиманит-биотитовыми, амфибол-биотитовыми, амфиболовыми кристаллическими сланцами и гнейсами, образующими пачки мощностью от десятков до сотен метров. Для них очень характерна обильная мигматизация гранит-пегматитовым материалом. Все породы интенсивно дислоцированы и смяты в складки северо-восточного и северо-западного направлений.

Гнейсы и кристаллические сланцы имеют близкий минеральный состав и различаются главным образом крупностью зерен. Они серые, темно-серые мелко-, средне- и крупнозернистые, сланцеватой и параллельной текстуры, обусловленной чередованием темных биотитовых и светлых обогащенных кварцем слоев. Главные минералы (в %): кварц (50–84), биотит (8–26), олигоклаз и микроклин (6–18), в подчиненном количестве – силлиманит, гранат, редко – амфибол, мусковит, турмалин, дистен. Акцессории – апатит, циркон, сфен, магнетит. Структура лепидогранобластовая, гранобластовая, порфиробластовая. Микроклин совершенно не изменен, разъедает плагиоклаз и другие минералы. Мусковит (до 5 %) появляется вблизи пегматитовых жил. Силлиманит встречается часто, но в более или менее значительных концентрациях отмечается редко. В бассейне р. Переемной силлиманит-биотитовые сланцы образуют довольно широкие полосы и линзы (20–150)×(100–600) м среди биотитовых и биотит-амфиболовых сланцев [86]. Содержание силлиманита – 4–10 %, он представлен в основном фибролитом, иногда наблюдается совместно с дистеном. Г. А. Викулов [86] выделяет две генерации силлиманита – призматический силлиманит и фибролит. Первый он связывает с метаморфизмом пород, а происхождение фибролита – с метасоматической деятельностью на контакте с гранитной интрузией. Метасоматозом объясняется и замещение фибролита мусковитом. Породы местами довольно сильно катаклазированы. Катаклаз под микроскопом проявляется в виде изогнутости чешуек биотита и кристаллов силлиманита, наличии тонких трещин и мозаичном угасании кварца. На контакте с гнейсогранитами хамардабанского комплекса метаморфиты мусковитизированы и инъецированы прожилками гранитов и пегматитов, с образованием полосчато-инъекционных гнейсов и мигматитов. Ширина зон мигматизации достигает 1 км.

Метаморфические образования характеризуются повышенным гравитационным полем, а также спокойным положительным магнитным полем интенсивностью 50–100 нТл с волнистой формой графиков. Плотность гнейсов – 2,55–2,74 г/см³.

Метаморфиты, включаемые в состав комплекса, изучали в разные годы Н. И. Фомин [142], К. П. Калинина [98], П. И. Налетов [57], В. Н. Кодачигов [105], А. А. Шафеев [76] и др. и относили к хангарульской (хамардабанской) серии нижнего протерозоя или архея–протерозоя. Возрастное положение их до конца не определено. П. И. Налетов считал хангарульскую серию раннепротерозойской. По мнению А. Л. Додина [23] она слагает ядра антиклинальных структур и относится к основанию байкалид. При этом практически все исследователи региона отмечали связь метаморфизма стратифицированных толщ Хамар-Дабана с гранитами хамардабанского (саянского) комплекса и его зональный характер. А. А. Шафеев связывал прогрессивный метаморфизм хамардабанской серии с гранитоидами саянской интрузии. М. В. Бесова и П. Е. Луненок считали, что все метаморфические толщи Хамар-Дабана генетически едины и различаются лишь степенью метаморфизма. П. И. Налетов писал, что ореолы метаморфических пород локализируются, как правило, вокруг скрытых или выходящих на поверхность гранитных интрузивов.

Нами образование метаморфических пород связывается с процессами гранитизации и сопутствующего зонального метаморфизма достигающего силлиманит-альмандиновой субфации амфиболитовой фации [52, 76] терригенно-карбонатных отложений предположительно темникской и астайской свит, а возраст метаморфизма определяется, как и гранитов хамардабанского комплекса, условно поздним карбоном. В связи с тем, что рассматриваемые образования слагают лишь незначительную часть обширного поля пород хангарульской серии и данных для

пересмотра возраста всей метаморфической тощи пока недостаточно, авторами с большой долей условности они отнесены к уланбургасскому ультраметаморфическому комплексу позднего палеозоя (314–349 млн лет), выделенному В. С. Платовым на листе М-48-V [123].

С метаморфическими породами связана непромышленная силлиманитовая минерализация.

ПОЗДНЕКАРБОНОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Хамардабанский комплекс гнейсо-гранитовый ($l\gamma C_3h$). Гнейсограниты хамардабанского комплекса развиты в хр. Хамар-Дабан. Они образуют различные по размерам мигматит-гранитные плутоны среди метаморфических пород и гранитоидов палеозоя. Фрагменты двух крупных массивов находятся в бассейне р. Переемная в высокогорной части хребта и на побережье Байкала в нижнем течении рек Ивановка, Мысовка, Тельная. Небольшие выходы гнейсовидных гранитов отмечены в верховье рек Переемная и Лев. Мишиха. Массивы и мелкие тела гранитов обычно слегка вытянуты в северо-восточном направлении и имеют овальную или весьма причудливую форму, обусловленную многочисленными ксенолитами и заливами во вмещающие породы, размеры их варьируют от десятков и первых сотен до 800 км². С выходами гнейсогранитов тесно связаны ареолы высоко метаморфизованных сланцев и инъекционных гнейсов, образованные по первично более слабо метаморфизованным терригенно-карбонатным породам темникской и астайской свит, ширина которых непостоянна и ограничена обычно зоной мигматизации.

Комплекс однофазный, в составе его преобладают лейкократовые и биотитовые, реже встречаются биотит-мусковитовые граниты с характерной гнейсовидной текстурой, обусловленной ориентированным расположением чешуек биотита, а в лейкократовых разностях – линзочек кварца и зерен полевых шпатов. *Жильные образования* представлены мелкозернистыми биотитовыми и аплитовидными гранитами ($l\gamma C_3h$), аплитами (aC_3h), а также пегматитами (pC_3h) с мусковитом, биотитом, турмалином, гранатом.

Мысовский массив имеет размеры в пределах площади листа около 120 км². Породы массива светло-серые, иногда с розоватым, коричневатым оттенком, мелко- и среднезернистые, местами до крупнозернистых, лейкократовые и биотитовые, гнейсовидной текстуры. Состав гнейсогранитов (в %): плагиоклаз (олигоклаз) (25–45), несколько преобладает над микроклином (25–35), кварц (25–35), биотит (2–4, редко – до 6), иногда присутствует мусковит. Акцессорные минералы представлены сфеном, цирконом, магнетитом, апатитом, турмалином, гранатом, редко – ортитом. Структура гипидиоморфнозернистая, замещения, с частичной перекристаллизацией по границам зерен с образованием мелкозернистого гранобластового агрегата. Мелкозернистые гнейсограниты преобладают в северной части массива и часто включают ксенолиты осветленных среднезернистых порфировидных биотитовых гранитоидов позднеджидинского комплекса, биотит-амфиболовых кристаллосланцев и габброидов. Вблизи ксенолитов в гнейсогранитах отмечается увеличение биотита (5–7 %), на контакте с габброидами появляется амфибол.

На левобережье Ивановки, в верховье Тельной и междуречье Мысовка–Тельная развиты среднезернистые и средне-крупнозернистые лейкократовые гнейсограниты. Ксенолиты для них не характерны, а темноцветные минералы наблюдаются в виде единичных зерен (1–2 %). Ориентированная текстура подчеркивается расположением линзочек темного кварца, иногда слагающего удлинённые полоски. Вблизи контактов с вмещающими породами они сменяются мелкозернистыми биотитовыми гранитами. Из жильных отмечаются редкие маломощные дайки мелкозернистых гранитов и аплитов.

Вмещающие метаморфические породы на контакте с гранитами массива обильно инъецированы гранитным материалом, ширина зоны мигматитов и инъекционных гнейсов составляет до 250–300 м. Текстура мигматитов очковая, полосчатая. Совместно с согласными обычно отмечаются и секущие жилы и прожилки гнейсогранитов, а также жилы аплитов и пегматитов. С гранитоидами позднеджидинского комплекса характер контактов интрузивный. Такие взаимоотношения наблюдались нами в нижнем течении на правом берегу р. Бол. Ивановка (т. н. 137+600 м) и в междуречье Мысовка–Тельная (т. н. 833). Гнейсограниты на контакте мелкозернистые, несколько обогащены биотитом, но при этом зона закалки в гранитных инъекциях отсутствует. В отдельных случаях отмечается узкая (1–1,5 см) эндоконтактная оторочка белых аплитов. Вмещающие граносиениты изменены и имеют преимущественно серую окраску, в них появляется слабая гнейсоватость, вкрапленники калишпата давлены, а непосредственно на контакте прорастают вростками капельного кварца (шл. 833-1/2). Терригенно-карбонатные породы метаморфизованы, местами с образованием биотитовых кристаллосланцев, и секутся гранит-

ными прожилками как по простиранию, так и вкрест простирания сланцеватости.

Темникский массив охватывает бассейны рек Аносовка, Переемная и Лев. Мишиха, на юге он уходит за пределы площади, протягиваясь до р. Темник (около 800 км²). Считается петролитом хамардабанского комплекса. Массив изучался фрагментарно при ГС-200 и ГСР-50 [56, 100, 105, 128 и др.], но полного описания не имеет. К тому же в состав хамардабанского комплекса здесь, на наш взгляд, включены разновозрастные образования от монзонитов, сиенитов и субщелочных порфиридных гранитов (выделялись в первую фазу) до лейкократовых и биотитовых гнейсовидных гранитов нормального ряда (вторая фаза), что привело к неправильному толкованию контактов и, как следствие, возраста пород комплекса. Нами посещалась только северная часть массива в междуречье рр. Половинки и Осинки. В основной массе граниты здесь несколько отличаются от пород Мысовского массива. Возможно, они представляют разные фациальные разновидности. Граниты средне-крупнозернистые с повышенным содержанием биотита, в среднем – до 10–15 %. На общем фоне выделяются единичные крупные (2×5 см) порфиробласты светло-серого плагиоклаза в количестве 1–2 вкрапленника на квадратный метр обнажения. Более мелкие кристаллы плагиоклаза (0,5–1 см) рассеяны по массе породы, их обтекают чешуйки биотита и иногда линзочки кварца. Почти постоянно присутствуют линзовидные и округлые ксенолиты полосчатых биотитовых сланцев, либо их остатки в виде обособлений крупночешуйчатого биотита. При микроскопическом изучении (шл. 77-1) порода состоит (в %) из вытянутых в одном направлении более крупных зерен плагиоклаза (40) и кварца (25), корродированных с периферии мелкозернистым гранобластовым кварц-калишпатовым агрегатом, по которому развивается мелкочешуйчатый биотит, кое-где в сростании с мусковитом и гранатом (до 1). Калишпат (15–20 %) относительно свежий, представлен решетчатым микроклином. Структура – замещения, гранобластовая; текстура – направленная, пятнистая. По результатам минералогического анализа крупнообъемной (30 кг) протолочной пробы в гранитах установлены акцессорные минералы: в весовых количествах – апатит, циркон, пирит, лимонит, ильменит и магнетит, в знаках и редких знаках – сфен, радиоактивный циркон, галенит, молибденит и силлиманит.

В правом борту р. Половинка, в приконтактной части массива, выходят мелкозернистые слабогнейсовидные лейкократовые граниты, по внешнему облику и составу аналогичные породам Мысовского массива. Их отличие от вышеописанных гнейсогранитов в меньшем содержании биотита (3–4 %) и реликтовой гипидиоморфнозернистой структуре (шл. 74-1). В экзоконтакте интрузива, среди габброидов монстойского комплекса, они образуют дайкообразные тела и апофизы, часто обогащенные мусковитом. Кроме того, здесь же развиты многочисленные жилы пегматитов с крупными кристаллами (3×8 см) буровато-черного биотита, которые в других местах не встречаются. Во внутренней части массива местами встречаются ксенолиты биотитовых кристаллосланцев уланбургасского (?) комплекса. Они очень сильно мигматизированы, мусковитизированы, насыщены порфиробластами полевого шпата и контактируют с гранитами через переходные зоны теневого мигматитов. Гранитные инъекции имеют лейкократовый состав, представлены биотит-мусковитовыми гранитами и пегматитами.

Наиболее характерными жильными породами массива являются дайки и жилы мусковитовых пегматитов. Размеры кристаллов слюды не превышают 1–2 см. Мощность жил обычно от 5–10 см до 1–2 м.

Выходы гнейсогранитов на водоразделе Лев. Мишихи и Онгорхоя (приток Темника) исследовал Н. А. Гедыма [88] в связи с поисками слюдоносных пегматитов. Граниты мелко- и среднезернистые лейкократовые и биотитовые, как правило, несут следы катаклаза, рассланцевания и гнейсификации, с ясно выраженной ориентировкой цветных минералов. В эндоконтакте обогащены темноцветами. Состав (в %): кварц – 26–37, олигоклаз № 26 – 25–43, калиевый полевой шпат – 30–38, биотит, апатит и циркон. Терригенные породы астайской свиты в окружении массива превращены в кристаллосланцы и гнейсы. ореол измененных пород колеблется от 50 до 100 м, характерна мигматизация гнейсов. В местах обильной пегматитовой инъекции вблизи контактов с гранитами породы сильно мусковитизированы. Н. А. Гедыма отмечал, что пегматиты развиты в основном в экзоконтактах гнейсогранитов среди гнейсов или порфиридных гранитоидов, которые он выделял во вторую фазу, а нами отнесены к позднеджилинскому комплексу. Пегматитовые жилы имеют северо-восточную, северо-западную и субширотную ориентировку, мощность их от сантиметров до первых метров, протяженность – от 3–4 до 100 м. Главные минералы пегматитов: кварц, плагиоклаз (альбит–олигоклаз № 10–15), микроклипертит, мусковит, турмалин, биотит, гранат, апатит, магнетит. Содержание мусковита не превышает 10–15 кг/т. Слюда мятая низкого качества. Структура пегматитов средне-крупнозернистая, реже – графическая. Иногда встречаются зональные пегматиты с аплитовой оторочкой и кварцевым ядром.

По петрохимическим особенностям гнейсограниты относятся к гранит-лейкогранитовой формации повышенной глиноземистости нормального и умереннощелочного ряда калиево-натриевой серии. Породы характеризуются близкими к кларковым концентрациями большинства элементов, с несколько повышенными содержаниями циркония, свинца, вольфрама и молибдена, за счет акцессорных минералов. Перспективы гранитов в отношении эндогенного оруденения ограничены пегматитами.

Гнейсограниты характеризуются дифференцированными неровными магнитными полями интенсивностью ± 100 нТл для Темникского массива и $100\text{--}300$ нТл – для Мысовского массива. Плотность гранитов – $2,51\text{--}2,65$ г/см³, пегматитов – $2,53\text{--}2,60$ г/см³, их радиоактивность соответственно $19\text{--}48$ и $40\text{--}55$ мкР/ч.

Позднекарбонный возраст гнейсогранитов хамардабанского комплекса предполагается на основании того, что они прорывают и метаморфизуют терригенно-карбонатные отложения кембрия–ордовика (темникская, астайская свиты), габброиды раннего палеозоя и гранитоиды позднежидинского комплекса среднего карбона. С вулканитами алентуйской свиты верхней перми взаимоотношения не наблюдались, но последние не метаморфизованы, хотя часто отмечаются вблизи выходов гнейсогранитов. В 2005 г. в ГИН СО РАН г. Улан-Удэ проведен Rb-Sr изотопный анализ гнейсогранитов хамардабанского комплекса. Для Темникского массива по двум пробам, отобраным в бассейне рек Половинка, Отбросок и Немский Ключ, получен возраст 307 ± 6 млн лет с первичным изотопным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7094\pm 0,0004$; для Мысовского по четырем пробам из бассейна рек Мысовка и Мантуриха – 210 ± 23 млн лет при первичном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7083\pm 0,0004$ и MSWD=0,7. Первая датировка близка к возрасту гранитов, полученному по геологическим данным, но она недостаточно обоснована, так как определена только по двум точкам. Вторая датировка имеет явно омоложенный характер, к тому же отношение содержаний изотопов Rb и Sr имеет прямую корреляцию, что нехарактерно для магматических пород и свидетельствует о вторичных изменениях изотопной системы. Поэтому, на данной стадии изученности, позднекарбонный возраст хамардабанского комплекса принимается условно.

ПОЗДНЕПЕРМСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Соготинский комплекс монцонит-сиенит-лейкогранитовый представлен гранитоидами повышенной щелочности, тесно связанными с комагматичными вулканитами алентуйской свиты в составе единой позднепермской алентуйско-соготинской вулканоплутонической ассоциации. Данные образования широко развиты к югу за пределами района работ, где разделены на три фазы [133]. На площади листа выделяются впервые и представлены щелочнополевошпатовыми гранитами, граносиенитами, граносиенит-порфирами *второй фазы* ($\gamma\xi\text{P}_2\text{S}_2$), слагающими три небольших штока ($0,5\text{--}4$ км²), а также многочисленными *дайками* трахит-, сиенит-порфириров и микросиенитов ($\xi\text{лP}_2\text{S}_2$), диоритовых ($\delta\text{лP}_2\text{S}_2$) и трахибазальтовых ($\tau\text{влP}_2\text{S}_2$) порфиритов, монцодиоритов ($\mu\delta\text{P}_2\text{S}_2$), гранит-порфиритов ($\gamma\text{лP}_2\text{S}_2$). Наибольшая концентрация даек отмечается в бассейне р. Удунгушка на южном склоне Хамар-Дабана вблизи выходов пермских вулканитов и описываемых гранитоидов, но отдельные дайки преимущественно диоритовых и трахибазальтовых порфиритов, реже – сиенит-порфириров, развиты значительно шире.

Наиболее крупный шток гранитов (4×1 км) занимает правый водораздел р. Удунгушка у южной границы площади. Форма штока линейно вытянута в северо-западном направлении, вдоль осевой линии хребта. Темно-розовые и мясо-красные мелкозернистые щелочнополевошпатовые лейкократовые граниты центральной части штока ближе к эндоконтакту сменяются розовато-коричневыми трахит- и граносиенит-порфирами, в которых установлены угловатые обломки ороговикованных карбонатов и пироксеновых сланцев темникской свиты. В южном экзоконтакте, уходящем за рамку площади, они интродуцируют литокластические туфы алентуйской свиты [100], переслаивающиеся с небольшими горизонтами (до $10\text{--}20$ м) порфиритовых трахибазальтов и туфогенно-осадочных пород. Из жильных образований здесь отмечаются дайки сиенит-порфириров, микрогранитов, диоритовых порфиритов. В центральной части штока в зоне дробления установлены жилы халцедоновидного кварца мощностью до $0,5\text{--}1$ м с повышенным содержанием золота в точечной пробе $0,015$ г/т.

Граносиениты и граниты – лейкократовые породы с розовыми или красными тонами окраски, состоящие (в %), главным образом, из калинатрового полевого шпата (до $75\text{--}80$), кварца ($15\text{--}20$), биотита ($1\text{--}3$), иногда плагиоклаза (до $5\text{--}10$).

Щелочнополевошпатовые граниты и сиениты соготинского комплекса относятся к породам повышенной щелочности, высоко- и весьма высокоглиноземистым калиево-натриевой серии.

Согласно геохимической типизации гранитоидов по Л. В. Тауссону (1977 г.) они представляют геохимический тип редкометалльных гранитов щелочного ряда. Для них характерны повышенные концентрации молибдена, свинца, бериллия, олова, циркония, стронция, а также к ним тяготеют геохимические аномалии фтора.

В магнитных полях массивы соготинского комплекса не отличаются от гранитоидов позднеджидинского комплекса, в аэроиндиктивных полях часто выражены аномалиями радиоактивности ториевой и калиевой природы. Средняя плотность гранитов – 2,57 г/см³, радиоактивность – 25–42 мкР/ч.

Образования соготинского комплекса прорывают вулканы алентуйской свиты верхней перми и терригенно-карбонатные сланцы темникской свиты нижнекембрийского возраста. За пределами площади (в петротипе) имеются радиологические датировки пород – 250–285 млн лет, где они к тому же прорываются щелочными сиенитами куналейского комплекса с возрастом 230–245 млн лет [47, 133].

Металлогеническая специализация интрузий соготинского комплекса выражается в пространственной связи с ними редкометалльной (молибден, бериллий) и флюоритовой минерализации, локализованной в кварцевых жилах, грейзенах, взрыво-гидротермальных брекчиях или гранит-порфирах заключительных стадий формирования.



ТЕКТОНИКА

Исследуемая территория южного Прибайкалья располагается в зоне сочленения структур Центрально-Азиатского складчатого пояса с южной окраиной Сибирской платформы. В этой зоне, сложенной разновозрастными образованиями, выделяются породы древнего архей–раннепротерозойского кристаллического фундамента платформы, рифейско–вендского платформенного чехла, раннепалеозойской континентальной окраины, позднепалеозойские коллизионные гранитоиды и метаморфиты, а также континентальные рифтогенные и платформенные формации поздней перми, мезозоя и кайнозоя, подразделяющиеся на структурные этажи и ярусы.

Архей–раннепротерозойский структурный этаж (AR_1-PR_1). Образования архея и раннего протерозоя слагают выступ фундамента Сибирской платформы. Представлены они двупроксеновыми гнейсами, кристаллосланцами жидойской толщи архея ($KOAR_1$) и гранитоидами раннепротерозойского шумихинского комплекса ($KOPR_1$), обособленными в узком тектоническом блоке на северо-западном побережье Байкала, в зоне сочленения Присянского (Шарыжалгайский блок) и Прибайкальского краевых выступов фундамента Сибирской платформы. Архейские породы сохранились в виде небольших ксенолитов среди протерозойских гранитов. Ксенолиты представляют фрагменты синклинальных структур, сложно дислоцированных, с интенсивно развитой сланцеватостью и мигматизацией пород. Гранитоиды шумихинского комплекса характеризуются умеренной щелочностью и образуют линейно-вытянутые массивы, расположенные вдоль разломов. Влияние молодых тектонических движений в Шарыжалгайском блоке отразилось в раздробленности и трещиноватости пород, образовании Ангарского надвига и многочисленных разломов сбросового типа.

Байкальский структурный этаж представляют позднепротерозойские осадочные формации чехла Сибирской платформы. Они образуют два структурных яруса.

Нижний структурный ярус (RF_{2-3}) сложен отложениями голоустенской (PRF_2), улунтуйской (PRF_{2-3}) и качергатской (PRF_3) свит байкальской серии среднего–верхнего рифея. Формирование их происходило в условиях единого тектонического режима в пределах зоны длительного погружения платформы в приграничной зоне с Прибайкальским краевым выступом (Прибайкальское перикратонное опускание или краевой прогиб). Карбонатно-терригенные отложения несогласно залегают на гнейсах и гранитах архея–раннего протерозоя и перекрываются породами ушаковской свиты венда. Осадочные толщи байкальской серии не содержат интрузий, характеризуются низкой степенью метаморфизма и дислоцированы в складки северо-восточного простирания. Складки асимметричны, с пологими юго-восточными и более крутыми северо-западными крыльями, часто запрокинуты на северо-запад в сторону платформы. Наиболее интенсивно дислоцированы сланцевые породы качергатской свиты. В поле развития пород байкальской серии выделяются ряд складок 2–3-го порядков, располагающихся параллельно друг другу: синклинали – Верхнеундун-Даванская и Малокадильнинская, антиклинали – Кадильнинская и Большекадильнинская [120].

К *верхнему структурному ярусу* (V_1) отнесены отложения ушаковской свиты нижнего венда (PV_1). Образование вендских отложений происходило в обширном Ангаро-Ленском прогибе платформенного типа [29] после тектонических движений, с которыми связано формирование даек габбро-диабазов нерсинского комплекса в Шарыжалгайском блоке. Терригенные породы ушаковской свиты слагают ядро Верхнеундун-Даванской синклинали 2-го порядка, где с перерывом в осадконакоплении перекрывают отложения байкальской серии. Залегание пород пологое – 5–15°.

Каледонский структурный этаж ($C_1-O?$) представлен терригенно-карбонатными флишидными толщами темникской (CC_1) и астайской ($CO?$) свит нижнего палеозоя. В восточной части Хамар-Дабана они слагают крупный (более 100 км) Мишихо-Большереченский синклинорий северо-восточного простирания (40–50°), протягивающийся в виде разрозненных выходов от верховьев р. Переемная в район Бол. Речки [23]. На площади листа находится северное кры-

ло и частично ядро синклинория. Осевая линия его не выдержана по простиранию и проходит через бассейны рек Элигин, Горан, Удунгушка. Складчатость в пределах синклинория весьма напряженная; складки симметричные относительно пологие ($40\text{--}50^\circ$) и крутосжатые, часто изоклинальные, иногда опрокинутые к югу, с углами падения $60\text{--}80^\circ$ и острыми замками [23]. Фрагменты складок второго порядка северного крыла синклинория испытывают значительные изгибы, образуя симметричные дуги, ориентированные осями перпендикулярно к простиранию структуры. Складки 3-го порядка образуют целый ряд довольно крупных (до $30 \times (5\text{--}10)$ км) синклиналей и антиклиналей, оси которых имеют северо-западное ($300\text{--}320^\circ$) и северо-восточное ($50\text{--}70^\circ$) простирание с перегибом в замках дуг.

Мысовско-Мантурихинская антиклиналь третьего порядка северо-западного–северо-восточного направления выделяется в верхнем течении р. Мысовка [122]. Северное крыло ее практически полностью уничтожено гранитами, в ядре местами сохранились выходы пород нижнего горизонта, а южное крыло сложено породами верхних горизонтов темникской свиты. Погружение шарнира – с запада на восток. Породы южного крыла залегают большей частью моноклинально под углом $40\text{--}70^\circ$, редко – 85° . На периферии в полосе четвертого–пятого горизонтов отмечается серия изоклинальных складок с амплитудой в первые сотни метров с падением пород к югу и юго-западу под углом $60\text{--}70^\circ$. Последние осложнены мелкими складками волочения с размахом крыльев от 3 до 50 см, они узкие, килевидные, асимметричные. Интенсивность микроскладчатости находится в прямой зависимости от количества и толщины карбонатных слоев.

К юго-западу от Мысовско-Мантурихинской антиклинали находятся субпараллельные ей Ключевско-Холяторская синклиналь и Правомишихинская антиклиналь, также сложенные карбонатными сланцами темникской свиты.

В ядре синклинория, на юге территории, обнажаются метаалевролит-сланцевые породы астайской свиты. В пределах площади находится только его северная часть, представленная рядом сопряженных синклинальных складок, запрокинутых к югу и прорванных гранитами. Структуры терригенной толщи имеют те же северо-западные и северо-восточные направления, согласные структурному плану карбонатов темникской свиты, при преобладающем моноклинальном залегании пород с падением в южных румбах под углом $40\text{--}70^\circ$. Но степень дислокаций здесь несколько ниже, мелкие складки не характерны. Интенсивные складчатые деформации отмечаются лишь на контакте или вблизи гранитных интрузий.

Внутренняя структура терригенно-карбонатных отложений исключительно сложная и своеобразная, и до конца не расшифрована из-за многообразия наложенных процессов, непостоянства разрезов, «локутного» характера распространения толщ. Породы подвергнуты трем типам метаморфизма: региональному (зеленосланцевому), контактовому и высокотемпературному зональному (эпидот-амфиболитовой фации). С региональным метаморфизмом связана совершенная сланцеватость и филлитовидный облик пород. В некоторых породах отмечается наличие довольно крупных чешуек биотита, являющихся новообразованными; в темникской свите, более метаморфизованной, наблюдаются новообразования биотита и калишпата. Известняки полностью перекристаллизованы и обладают гранобластовой структурой. Контактный метаморфизм проявлен в зоне контакта с гранитоидами позднеджидинского комплекса переходом метапелитов астайской свиты в пятнистые роговики и ставролит-биотитовые сланцы с кордиритом, андалузитом, гранатом. Силикатно-карбонатные сланцы темникской свиты преобразованы в скарнированные породы и скарны. Зонально метаморфизованные ореолы высокотемпературных метаморфитов – гнейсов, кристаллических сланцев, инъекционных гнейсов – связаны с интрузиями хамардабанских гнейсогранитов. Ширина этих ореолов обычно ограничивается зоной мигматизации, не превышая нескольких сотен метров. Но в апикальных частях плутонов провесы метаморфической кровли часто настолько сильно переработаны, что первичный состав пород установить невозможно. Подобное происхождение на наш взгляд имеют метаморфиты, условно отнесенные к уланбургасскому комплексу, непосредственно продолжающие выходы терригенно-карбонатных образований темникской и астайской свит к востоку. Им присущи интенсивная метаморфическая микроскладчатость и инъекционно-метасоматическая проработка, но структурный план пород сохраняется тот же – северо-западный и северо-восточный. Сходство данных образований проявляется и в характере геофизических полей [147].

Процессы каледонского тектогенеза сопровождалась внедрением интрузий габброидов монотойского комплекса (CPZ_1). Основные породы образуют ряд массивов, наиболее крупные из которых вытянуты в северо-восточном направлении вдоль зоны Астайского разлома, мелкие выходы отмечаются в виде ксенолитов среди гранитоидов. Большая часть массивов гранитизирована, но местами в них еще сохраняются реликты первичных габбро и перидотитов.

Герцинский структурный этап. Образования герцинид представлены преимущественно

разнообразными позднепалеозойскими коллизионными гранитоидами, а также вулканитами и небольшими штоками граносиенитов алентуй-соготинской вулканоплутонической ассоциации. Они разделяются на два структурных яруса.

К *нижнему структурному ярусу* (C_{2-3}) относятся гранитоиды двух интрузивных комплексов карбонового возраста: позднеджидинского монцонит-граносиенит-гранитовой формации ($КС_2$) и хамардабанского мигматит-гнейсо-гранитовой формации ($КС_3$), которые рассматриваются как коллизионные, связанные с формированием Ангаро-Витимского батолита и пояса реоморфических гранитов, выделенного Л. А. Козубовой [39, 40], а также дайки граносиенитов билютайского комплекса ($КС_{2-3}$) и метаморфиты уланбургасского (?) комплекса ($КРZ_3$).

Анализ формы интрузивов позднеджидинского комплекса показывает их тесную связь со складчатостью вмещающих пород. На карте выходы гранитов образуют полосы и дуги (Ивановский и Мишихинский массивы), субсогласные складчатым формам стратифицированных образований темникской и астайской свит. Расшифровка деталей этой складчатости в значительной мере затруднена. Возможны два варианта: либо складчатые деформации пород происходили синхронно с внедрением магмы, либо гранитные интрузии внедрялись по ослабленным зонам уже в складчатые метаморфизованные толщи. Учитывая резкий характер границ, наличие ореолов контактовых роговиков и значительный временной разрыв между гранитами и вмещающими породами, второй вариант представляется предпочтительнее. Для более основных пород позднеджидинского комплекса – кварцевых монцонитов первой фазы, намечается определенная связь с зонами разломов северо-западного – субмеридионального направления, к которым также тяготеют и жильные образования билютайского комплекса.

Гнейсограниты хамардабанского комплекса, напротив, образуют цепочку массивов северо-восточного простирания площадью от первых до нескольких сотен квадратных километров, дискордантных и к ранним гранитоидам и, отчасти, к складчатости нижнепалеозойских стратифицированных образований. Влияние интрузий на вмещающие стратифицированные толщи выразилось в повышении степени их метаморфизма, достигающего средних и высоких ступеней амфиболитовой фации [76]. Можно предположить, что формирование гнейсогранитов происходило при одностороннем давлении, в связи с чем, в гранитах проявилась ориентированная текстура, а во вмещающих метаморфитах – мелкая складчатость, которая обычно отсутствует в менее метаморфизованных породах или проявлена значительно слабее. Генеральное направление гнейсовидности северо-восточное и субширотное с разворотом слоев согласно куполовидной форме массивов. Факты динамометаморфических преобразований в виде наложения гнейсовидности и катаклаза, наблюдающихся в гранитах и вмещающих гнейсах, свидетельствуют о проявлении сдвиговых деформаций и после завершения кристаллизации гранитов.

Образования, отнесенные к *верхнему структурному ярусу* (P_2) герцинид, связаны с системой поднятий и прогибов, протягивающихся в северо-восточном направлении в виде крупного Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса. В пределах площади листа они сохранились в виде небольшой ((1–2)×5 км) приразломной структуры на южном склоне Хамар-Дабана, сложенной континентальными вулканогенными образованиями алентуйской свиты (BP_2). Для пермских вулканитов характерно отсутствие метаморфизма и наличие простых складок, в редких выходах это обычно синклинали или моноклинали с углами падения на крыльях до 40–50°. В разрезе отмечается чередование трахибазальтов, туфогенно-осадочных пород и туфов кислого состава в основании, которые содержат обломки пород фундамента – порфиroidные граниты позднеджидинского комплекса, карбонаты и сланцы нижнего палеозоя. Вулканиты обладают высокой щелочностью, что сближает их с формациями континентальных рифтов. В ассоциации с покровными фациями находятся субвулканические тела и дайки того же состава, а также небольшие штоки щелочнополевошпатовых граносиенитов соготинского комплекса (BP_2), которые рассматриваются как их комагматы и выделяются в единую позднепермскую вулканоплутоническую ассоциацию.

На смежной территории позднепалеозойский рифтогенез проявился в активизации разломов и образовании даек диоритовых и трахибазальтовых порфиритов, монцодиоритов, диабазов, сиенит-порфиров.

Мезозойский структурный этаж (J_{1-2}) представлен терригенными грубообломочными отложениями дабатской ($ПJ_1$) и тальцинской ($ПJ_{1-2}$) свит нижней–средней юры, объединяющимися в континентально-молассовую конгломератовую формацию. Они выполняют Ангаро-Котинскую межгорную впадину на юго-восточном окончании крупного Присяянского предгорного прогиба. Ангаро-Котинская впадина имеет субширотную ориентировку, протягиваясь от истоков Ангары до бассейна пади Бол. Коты. Юрские отложения впадины дислоцированы в виде пологих брахиформных синклинальных складок северо-западного направления с углами падения от субгоризонтальных до 10–20°, разделенных локальными поднятиями. В пределах исследу-

дованной территории, по данным В. Н. Новокшенова [120], выделяются Крестовская (фрагмент), Котинская брахисинклинали и Черемшанское поднятие (брахиантиклиналь).

Котинская брахисинклинали представляет собой вытянутую в северо-западном направлении котловину длиной более 20 км и шириной от 4 до 6 км. Во внутренней части котловины отмечается небольшое поднятие высотой 50–100 м. С юго-запада брахисинклинали ограничена Черемшанским поднятием, на северо-востоке – по серии сближенных тектонических нарушений Ушаковской зоны разломов граничит с образованиями рифея. Черемшанское поднятие имеет овальную форму и ступенчатое строение. Ширина его колеблется от 2 км в южной до 4–6 км – в средней частях. Мощность юрских отложений на поднятии местами сокращается до 100–150 м, тогда как в пределах котловин она составляет около 500 м.

Структура Ангаро-Котинской впадины в позднем мезозое и кайнозое в значительной мере осложнена разрывами и разбита на блоки, неравномерно вертикально перемещенные относительно друг друга. Разрывы сопровождаются асимметричными приразломными складками, наиболее интенсивно проявленными в зоне Ангарского надвига.

Кайнозойский структурный этаж. Площадь листа М-48-IV находится в пределах Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), основными элементами которой здесь являются южная рифтовая впадина оз. Байкал и обрамляющие ее Приморское и Хамар-Дабанское сводовые поднятия. Амплитуды вертикальных перемещений в БРЗ по современным оценкам составляют более 10 км [45], а мощность осадочных отложений во впадине достигает 7 км. Мощные и разнообразные по составу осадочные толщи кайнозоя, слагающие Байкальскую рифтовую впадину, довольно четко разделяются на два структурных яруса, отражающие основные особенности тектонического развития рифта: нижний – досреднеплиоценовый и верхний – среднеплиоцен-голоценовый [49].

Нижний структурный ярус (\square_3-N_2) сложен песчано-глинистыми отложениями танхойской ($PK\square_3-N_1$) и осиновской (PKN_{1-2}) свит олигоцена–среднего плиоцена, объединяющимися в молассоидную угленосную формацию. Отложения танхойской свиты образуют крупную моноклиналь на юго-восточном побережье Байкала, падающую в северном направлении под углом около 10–20°. Более крутое падение наблюдается лишь вблизи контакта с палеозойскими кристаллическими породами по левому берегу р. Осиновка (Танхойская), где угол наклона слоев достигает 35–40°. Моноклиналь осложнена рядом флексур и мелких антиклинальных складок. Благодаря этому местами наблюдается наклон слоев в направлении, обратном общему падению моноклинали. Структура песчано-галечных отложений вышележащей осиновской свиты в целом согласная с породами танхойской свиты, предполагается, что они частично фациально замещают верхние горизонты последней в бассейне р. Аносовка.

Верхний структурный ярус (N_2-Q) представлен грубообломочной молассой, накапливающейся в условиях резкой активизации тектонических движений, характеризующих собственно рифтовую стадию развития впадины [49]. В краевых частях формировались предгорные шлейфы и конусы выноса аллювиально-пролювиальных отложений шанхайхинской свиты (PKN_2-Q_E) с участием селевых, обвальных, флювиогляциальных ледниковых и других типов отложений. Языки морен проникали далеко вглубь акватории озера и в настоящее время зафиксированы на глубине до 300 м [49, 50]. Это подтверждает тезис многих авторов о неоднократных колебаниях уровня водного заполнения озера в результате климатических и тектонических факторов.

Современный облик впадина приобрела в рифтовую стадию, это асимметричный грабен, с очень крутым северо-западным бортом, ограниченным Обручевским сбросом, и более пологим юго-восточным. По данным В. С. Воропинова, к подводному склону юго-восточного побережья также приурочен хорошо выраженный сброс (разлом Черского). Морфологически он установлен на подводном склоне по резкому уступу в районе ст. Ключевки и ст. Мысовой. По оперяющим и пересекающим его разломам заложены каньоны. Дно впадины представлено слабоволнистой глубоководной равниной. Бурение, проведенное в 1997 г. на дне впадины показало [44], что донные осадки до глубины 225,5 м (скв. ВDP-97) представлены в основном алевритовыми, песчаными турбидитами и ледниковыми глинами верхнего плейстоцена–голоцена с радиоуглеродным изотопным возрастом от 0 до 50 тыс. лет.

Хамар-Дабанское и Приморское поднятия представляют собой узкие 15–60 км линейно вытянутые сводово-глыбовые структуры, сложенные докембрийскими и палеозойскими породами. По серии субпараллельных разломов они резко погружаются во впадину.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Разломы оказывают существенное влияние на распределение геологических образований, выполняя роль магмовыводящих и рудоконтролирующих структур. Ведущая роль разрывных нарушений принадлежит и новейшей тектонике. Все разломы Байкальской рифтовой зоны несут ярко выраженные черты кайнозойской активизации, что проявляется в приуроченности к ним эпицентров землетрясений. Разломы различных направлений фиксируются по зеркалам скольжения, по зонам катаклаза, милонитизации и брекчирования, часто сопровождающихся гидротермальными изменениями, по наличию даек, кварц-карбонатных жил. Большинство разломов хорошо проявлено на АФС. К главным относятся разрывные нарушения северо-восточного направления, группирующиеся в три крупные зоны – Приморскую, Северо-Хамардабанскую и Астайскую. Они приурочены к границам геологических структур и имеют глубинную природу. Кроме того, на северном побережье Байкала выходит Ангарский надвиг. Это основной элемент в системе надвигов, по которым Шарыжалгайский блок архея в Иркутском Присянье надвинут на юрские и нижнепалеозойские отложения юга Сибирской платформы.

Приморская зона разломов прослеживается параллельно северо-западному берегу оз. Байкал серией сближенных разрывных нарушений сбросово-взбросового характера и зонами повышенной трещиноватости пород шириной до 2–4 км [29]. Основной шов Приморской зоны здесь скрыт под водами Байкала. По мнению Ю. И. Егорова [26] Приморский структурный шов в архее и протерозое контролировал проявление магматической деятельности. К зоне шва приурочены выходы шумихинских гранитов и даек габбро-диабазов нерсинского комплекса. В кайнозое он проявил себя как правосторонний сдвиг-сброс, выраженный крупным тектоническим уступом, крутопадающим в сторону Байкала и известный под названием Обручевского сброса. Амплитуда вертикальных перемещений блоков в кайнозое оценивается не менее 10 км, амплитуда сдвига – первые км. Л. П. Зоненшайн [31] считает Приморский разлом «главным граничным разломом» Байкальского рифта, который прослеживается до глубины 20 км, где на границе верхней хрупкой и нижней податливой коры, переходит в пологопадающий срыв, фиксирующийся наиболее глубокими очагами землетрясений.

Северо-Хамар-Дабанская зона разломов прослеживается вдоль подножия северного склона хр. Хамар-Дабан, ограничивая с юго-востока Байкальскую впадину. Разломы внутри зоны представляют собой серию субпараллельных дугообразных сбросов, группирующихся вдоль границы кристаллического фундамента впадины и осадочных отложений палеогена–неогена, часть из них приурочена к подводному склону впадины (разломы Черского, Дельтовый). Падение сместителей разломов крутое, углы падения колеблются от 70 до 90°. Многие из них выражены в рельефе в виде уступов. Кристаллические породы в зонах разломов катаклазированы, реже – брекчированы. Иногда отмечаются небольшие участки милонитов и окварцованных пород. Л. П. Зоненшайн [31] рассматривает разломы юго-восточного борта впадины, как антитетические сбросы, проявившиеся при разрастании рифта в активную стадию рифтообразования.

Астайская зона разломов [100] проходит через верховья Элигина, Горана, Шильдырхея в верховье Удунгушки (50–60°). Ширина до 15 км, протяженность – десятки километров. Разрывные нарушения установлены по дроблению пород и их гидротермальным изменениям. Преобладают разломы типа сбросов. В пределах зоны зафиксировано большое количество радиоактивных аномалий с повышенным содержанием U, Th, установлены проявления молибдена, фтора, золота. Эта зона контролирует тела позднепермской алентуй-соготинской вулканоплутонической ассоциации, а также массивы раннепалеозойских габброидов.

Ангарский надвиг представлен серией чешуй древних кристаллических пород, надвинутых с юга на север на конгломераты юры. Надвиг вероятно заложен в позднеюрское–раннемеловое время, так как надвиговые чешуи осложнены более поздними кайнозойскими сбросами. Поверхность надвига волнистая, в плане он рисуется извилистой линией с почти полукилометровыми языками и заливами. Угол падения основной плоскости сместителя от 20–30° до горизонтального залегания. Амплитуда горизонтального перемещения аллохтона составляет более 4 км, вертикального – около 400 м [70 и др.]. На участках погружения плоскости надвига наблюдается серия перемежающихся пластин мощностью до 10 м из милонитизированных архей–протерозойских и юрских пород, разделенных плоскостями скольжения. В обеих соприкасающихся толщах развит интенсивный кливаж. В конгломератах он сечет гальки, гладко срезая и сдвигая их части. На участках воздымания имеет место маломощная (0,3–0,4 м) зона тектонической глинки и неширокая (до десятков м) полоса катаклазированных пород.

Кроме того, на северном побережье Байкала проявлена система нарушений северо-западного простирания (330°). Они представлены линейными зонами расланцевания, обычно хорошо дешифрирующимися на АФС коленообразными изгибами современных речных долин. Здесь

выделяется Присаянская зона разрывных нарушений, проявившаяся в мезозое и кайнозое, представленная крупным Ушаковским и более мелкими Котинским и Черемшанским разломами [120]. Ушаковский разлом протягивается от мыса Кадильного до бассейна р. Лев. Алатай за рамку площади. Разлом выражен в магнитном поле зоной высоких градиентов ΔT , а также по комплексу геологических данных. Он ограничивает с северо-востока юрскую Ангаро-Котинскую впадину от рифейских образований, местами сопровождается окварцеванием с золото-сульфидной минерализацией. Амплитуда смещений по разлому достигает 500 м.

В хребте Хамар-Дабан отмечены единичные разломы меридионального направления. Один из таких разломов приурочен к долине р. Лев. Мишихи. Он протягивается через всю южную часть листа. Зона разлома трассируется небольшими телами габброидов раннего палеозоя, контролирует размещение монзонитов ранней фазы позднеджидинского комплекса и сопровождается расщеливанием и окварцеванием пород, в которых выявлена золото-серебряная минерализация.

В потенциальных геофизических полях находят отражение основные структурно-геологические особенности территории исследований. Шарьжалгайский выступ фундамента и краевая часть Сибирской платформы в пределах Приморского сводового поднятия выделяются на площади наиболее интенсивной (40 мГал) аномалией силы тяжести. Менее интенсивным (от 10 до 18 мГал) полем картируются структуры Хамар-Дабанского сводового поднятия. Это обусловлено в первую очередь широким распространением в Приморском сводовом поднятии высокоплотных архей–протерозойских пород большой мощности. Разновозрастные образования осадочного чехла платформы четко разделяются в магнитном поле. Так линейной аномалией типа «геомагнитной ступени» северо-западного направления прослеживается тектонический контакт между магнитными (300–600 нТл) терригенно-карбонатными породами рифея и менее магнитными (100–200 нТл) грубообломочными терригенными породами юры. Принимая во внимание относительный сдвиг к юго-востоку магнитного максимума от оси гравитационной ступени, фиксирующей крутой тектонический северо-западный борт Байкальской впадины (Обручевский сброс), можно предполагать с большой степенью вероятности наличие в подводной части склона на ширину до 7–10 км выходов магнитных пород шумихинского интрузивного комплекса и байкальской серии рифея, перекрытых немагнитными кайнозойскими осадками.

В пределах Южно-Байкальской котловины в магнитном поле картируются два вытянутых вдоль впадины магнитных минимума интенсивностью 150 нТл на юго-западе и 200 нТл – на северо-востоке. Юго-западный магнитный минимум совмещен с наиболее интенсивным на площади минимумом поля силы тяжести – 62 мГал и максимальными отметками дна озера (более 1 400 м). Наиболее погруженному блоку при однородном составе фундамента должен соответствовать и больший по амплитуде магнитный минимум. Реально наблюдается несоответствие интенсивности магнитных аномалий и глубины впадины, что может быть связано с различиями в составе фундамента или более значительном влиянии на магнитное поле немагнитных пород (предположительно гранитов хамардабанского комплекса) в приподнятом в северо-восточном блоке рифтовой впадины из-за меньшей мощности здесь вышележащих рыхлых осадков.

Линейно-выпуклый характер градиентной зоны магнитного поля вдоль юго-восточного борта рифтовой впадины, картируемого таким же линейным градиентом гравитационного поля обусловлен, скорее всего, наличием в опущенном блоке под неогеновыми отложениями танхойской свиты относительно магнитных метаморфических пород.

Низкочастотная региональная составляющая гравитационного поля на площади Хамар-Дабанского сводового поднятия (при высоте пересчета 10 км) представляет собой вытянутый вдоль борта рифта линейный максимум шириной до 25 км с эпицентром на восточной половине листа М-48-V. Его морфология при приближенно-однородной плотности развитых в его контурах гранитоидов, обусловлена (по различию градиентов) плавным погружением корней разновозрастных интрузивов с юго-запада на северо-восток и более крутым – с юго-востока на северо-запад. Высокочастотная составляющая гравитационного поля проявлена в нем в виде цепи из пяти локальных максимумов амплитудой 2–3 мГал (трансформанта при высоте пересчета поля 2 км), расположенных вдоль юго-восточного борта впадины, а также цепью из трех кольцеобразно расположенных минимумов с амплитудой до 2 мГал в юго-восточной части листа. Повышенное магнитное поле в основном пространственно коррелируется с локальными повышениями гравитационного. Относительно пониженное (± 50 нТл) магнитное поле также тяготеет к понижениям гравитационного и областям развития слабомагнитных пород метаморфизованной терригенно-углеродистой астайской свиты. Самый западный гравитационный максимум амплитудой 2 мГал (в поле ему соответствуют значения 8–10 мГал), размером 10×4 км, связан, вероятнее всего, с провесом кровли гнейсо-сланцевых пород уланбургасского (?) комплекса,

либо с развитием внутри них горизонтов более плотных меланократовых гнейсов. Расположенное юго-восточнее в районе г. Средняя локальное повышение гравитационного поля амплитудой 1 мГал размером 7×4 км пространственно тяготеет к выходу на поверхность интрузии кварцевых монцонитов первой фазы позднеджидинского комплекса, среди менее плотных лейкократовых гнейсогранитов хамардабанского комплекса. Смещение контуров локального максимума к югу до 3 км, по-видимому, обусловлено пологим погружением контактов тела монцонитов в южном направлении. Наиболее крупный (18×12 км) локальный максимум поля силы тяжести амплитудой до 2 мГал, вытянутый в северо-восточном направлении, выделен в центральной части сводового поднятия с эпицентром в районе г. Лысая и тяготеет в центральной части к выходу граносиенитов второй фазы позднеджидинского комплекса. В магнитном поле интрузия не выражена. Можно предположить, что гравитационный максимум обусловлен здесь локальным прогибом в подошве гранитного массива. Локальное субширотное повышение (2 мГал) гравитационного поля, оконтуренное изолинией 14 мГал, с параметрами 7×3 км в районе г. Овальная совпадает с выходами относительно плотных биотит-амфиболовых сланцев темникской свиты. Сдвиг на 4 км к северо-востоку от него магнитного максимума тех же размеров и простираения обусловлен, возможно, базификацией пород в зоне экзоконтакта с гранитоидами позднеджидинского комплекса. Локальное гравитационное дугообразное повышение (2 мГал) у восточной рамки площади (район верховий р. Прав. Мысовка) размером 2×8 км, совмещенное с локальным максимумом магнитного поля интенсивностью 200–300 нТл может быть связано с близповерхностной интрузией габброидов моностойского комплекса, фиксирующейся в современном срезе двумя небольшими (до 1 км²) выходами в контуре аномалии.

Дугообразная цепь локальных минимумов гравитационного поля амплитудой до –2 мГал в юго-восточном углу листа тяготеет к узлам пересечения разломов северо-западного и северо-восточного направлений, к которым приурочены выходы низкоплотных лейкогранитов третьей фазы позднеджидинского комплекса. Они также контролируют размещение небольших тел габбро моностойского комплекса, сопровождающихся локальными, совмещенными в плане, повышениями магнитного поля интенсивностью 300–600 нТл.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Докембрийская эволюция Сибирской платформы началась с раскола в рифее суперконтинента Родинии и зарождением Палеоазиатского океана, на периферии которого сформировалась пассивная окраина атлантического типа. В венде–кембрии наступила Тихоокеанская стадия развития палеоокеана с развитием островных дуг и задуговых бассейнов. Закрытие Палеоазиатского океана и формирование мощной коллизионной зоны вдоль южного фланга Сибирской платформы произошло в среднем–позднем палеозое [6, 8, 22, 68 и др.].

В основании стратиграфических подразделений докембрия Сибири – байкалия – лежит выделенная М. М. Тетяевым [70] в Прибайкалье байкальская серия среднего–верхнего рифея в составе голоуспенской (доломито-кварцево-песчаниковой), улунтуйской (карбонатно-сланцевой) и качергатской (флишоидной) свит. Байкальская серия залегает резко несогласно на архей–протерозойском кристаллическом фундаменте. Начало байкальского этапа примерно совпадало со временем начала распада Родинии и эволюции Палеоазиатского океана. Рифейские отложения накапливались в крупном Байкало–Ленском прогибе, который представлял фрагмент Байкало–Витимской ветви Палеоазиатского океана, протягивающегося от Восточного Саяна до Охотского моря между Становым микроконтинентом и Сибирской платформой. Аккреция террейнов к Сибирскому кратону началась 770 млн лет и завершилась 650 млн лет назад в позднем рифее. Грубообломочные вендские отложения (ушаковская свита) на юге Сибирской платформы со структурным несогласием перекрывают рифейские толщи. В перикратонных прогибах породы нижнего и даже низов верхнего венда как бы унаследовано продолжали накапливаться в них. Но в верхнем венде они окончательно редуцировались, превратившись в платформенные синеклизы [74].

К югу в рифее существовал Палеоазиатский океан. Каледонская история Палеоазиатского океана на рассматриваемой территории запечатлена в кембро–ордовикских терригенно-карбонатных толщах Хамар-Дабанской зоны, которые формировались на подножье континентального склона в глубоководных конусах выноса. При этом астайская свита (терригенный литокомплекс) соответствует верхней части конусов, а темникская (терригенно-карбонатный литокомплекс) – средней и нижней. Карбонатные прослои и горизонты в темникской свите, по-видимому, являются гемипелагическими осадками подножья континентального склона [139]. Областью размыва являлся Шарыжалгайский выступ Сибирской платформы, включающий, по-видимому, и район современной Южно-Байкальской впадины [74]. Мощные толщи песчано-сланцево-известковистых пород были подвергнуты интенсивным складчатым деформациям и прорваны телами габброидов и крупными гранитоидными (в Джидинской и Малханской зонах) интрузиями.

Не совсем ясна история региона в среднем палеозое. Новые палеонтологические находки ниже-среднекарбонной флоры в метаморфизованных вулканитах Боргойского хребта [107], ранее относившихся здесь то к протерозою–кембрию, то к мезозою, позволяют сделать некоторые предположения. Южная часть территории (Хилокская зона) в девоне (?)–раннем–среднем карбоне, вероятно, представляла собой активную континентальную окраину герцинского Монголо–Охотского океана, которая предшествовала коллизионным событиям, произошедшим в конце карбона. Пространственная разобщенность и отсутствие взаимоотношений между вулканогенными образованиями Хилокской и терригенно-карбонатными отложениями расположенной севернее Хамардабанской зон свидетельствует о том, что они развивались изолированно, а совмещены были позднее в результате коллизии. То есть в тылу активной континентальной окраины в девоне–карбоне, возможно, существовал морской мелководный бассейн, фрагменты которого представляют отложения девонской (?) урминской толщи и находки девон–карбонных палинокомплексов в предположительно нижнепалеозойских отложениях, которые не имеют пока достаточного объяснения.

О времени проявления коллизионных событий в истории Палеоазиатского океана существу-

ет несколько точек зрения. Одни авторы считают, что они произошли в ордовике, другие допускают средний и даже поздний палеозой. Находят подтверждение обе точки зрения. Ордовикские граниты известны в бассейне Джиды, в Южном и Восточном Забайкалье [55]. Имеются данные об ордовикском возрасте гранулитового метаморфизма Хамар-Дабана [65, 71].

В Западном Забайкалье наиболее масштабный гранитоидный магматизм проявился в среднем карбоне. Он охватил огромные площади, включая формирование Ангаро-Витимского батолита с возрастом 310–320 млн лет. Северо-восточная ориентировка батолита в целом повторяет контуры окраины Сибирской платформы. По мнению В. Г. Беличенко, коллизионный магматизм на окраине Сибирской платформы проявился на фоне продолжающейся пологой субдукции в Хангай-Хэнтэйской зоне раннегерцинского Монголо-Охотского океана [32]. В. В. Ярмолюк [79] связывает его природу с подлитосферным мантийным источником – мантийным плюмом.

После некоторого перерыва, в позднем карбоне, процессы коллизии повторились вновь, но уже с меньшей интенсивностью. Возобновление тектонической активности обусловило формирование магмы давшей образование хамардабанских (заганских) гранитов и связанных с ними зональных метаморфических комплексов. Выходы гнейсогранитов и метаморфитов образуют гранито-гнейсовые валы или цепочки куполов северо-восточного простирания, формирующие крупный пояс шириной до 250 км на границе с Монголо-Охотской складчатой областью, протягивающийся от Северной Монголии до Западно-Становой зоны Восточного Забайкалья [36, 39]. Обрамление гранито-гнейсовых куполов представлено разнообразными породами, среди которых имеют место габброиды, диориты, сиениты, разнообразные гранитоиды и стратифицированные толщи палеозоя. Характер, а зачастую и степень преобразований вмещающих пород, имеют существенные отличия, которые обусловлены не столько их составом, сколько другими факторами, главным образом степенью метаморфизма [46]. Так, гранитизации подвергаются преимущественно предварительно рассланцованные стратифицированные отложения. Терригенно-карбонатные породы темникской и астайской свит интенсивно мигматизированы и зонально метаморфизованы. Монолитные же нерассланцованные гранитоиды позднеджидинского комплекса или габброиды не гранитизировались, поэтому контакты гнейсогранитов с ними интрузивные. В других случаях, например в Бургутуйском хребте [107], установлены интрузивные взаимоотношения гнейсогранитов с метаморфизованными вулканитами и конгломератами дырестуйской свиты нижнего–среднего карбона и сиенитами билютайского комплекса. Отсутствие зон закалки свидетельствует, что породы находились в горячем состоянии, а интрузивные контакты и многочисленные жильные образования – об аллохтонности или высокой степени плавления субстрата. Низкая щелочность гнейсогранитов отличает их от калиевых умереннощелочных предшествующих позднеджидинских и более молодых позднепермских гранитоидов, подчеркивая особые условия формирования. Сохранение основных типоморфных признаков этих гранитов на значительной территории, независимо от состава субстрата, может свидетельствовать, что таким процессом было магматическое замещение под воздействием глубинных флюидов с умеренной или низкой активностью щелочей и высокой кремнезема. Главной характерной особенностью метаморфизма подобных метаморфических поясов низких давлений и высоких температур, ассоциирующих с орогенезом и гранитоидным магматизмом складчатых областей, является повышенный тепловой поток, обусловленный интрузиями магмы или фильтрацией мантийного диапира [63]. А. Ф. Летников отмечает линейность палеозойских гранито-гнейсовых куполов и поясов гранитизации, и приуроченность их к шовным зонам сочленения разновозрастных структур орогенных поясов. Аналогичные по условиям формирования палеозойские мигматит-гранитоидные образования Алтая со свойственными им пластическими деформациями («течением»), высокотемпературным метаморфизмом и ультраметаморфизмом А. Н. Дистанова. [21] рассматривает как типично коровые анатектиты, формировавшиеся на завершающем этапе коллизионной стадии и фиксирующие зоны смятия. А. Г. Владимиров выделяет их в особый тип стресс-гранитов, свойственных позднему регрессивному этапу метаморфизма [71].

В последнее время появляется все больше свидетельств того, что коллизионные процессы на окраинах Сибирской платформы характерны не только для раннего палеозоя, но очень широко проявились в позднем палеозое, особенно в конце карбона. Л. П. Добрецов [22] считает, что они соответствуют завершающим этапам крупных сдвиговых деформаций и сопутствующего коллизионно-сдвигового метаморфизма (типа «зон смятия»). По данным Л. М. Парфенова и А. Н. Булгатова [61], в среднем–позднем карбоне произошел сдвиг вдоль окраины Сибири Яблонового террейна, в ядрах купольных структур которого Л. А. Козубова [40] выделила аналогичные хамардабанским (и заганским) лейкократовые реоморфические граниты с U-Pb возрастом 310 млн лет, прорывающие карбоновые отложения ортинской свиты. В последнее время

появились публикации, что подобные структуры ремобилизации прослеживаются и далее к востоку в Становую зону Восточного Забайкалья [34–36].

Приведенные данные свидетельствуют о том, что позднепалеозойские коллизионные процессы включали два этапа. Они начались в среднем карбоне (310–320 млн лет) массовым батолитообразованием и завершились в позднем карбоне (300–310 млн лет) формированием коллизионно-сдвигового пояса ремобилизации и метаморфизма.

В перми в пределах складчатой области отмечается активизация вулканической деятельности и гранитоидного магматизма, которая связывается с геодинамикой активной континентальной окраины Монголо-Охотского палеоокеана [17–19, 32, 79]. Новая вспышка вулканизма привела к формированию протяженного Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса. Линейный характер этого пояса и высокая щелочность магматизма сближают его с рифтогенными структурами зон растяжения [79]. Пермские эффузивные образования и гранитоиды наиболее широко развиты в Хилокской зоне, но северная граница пояса захватывает частично и Хамардабанскую зону. Вдоль глубинных разломов последней формировались небольшие прогибы и вулканические постройки центрального типа, представленные контрастными вулканами верхнепермской аленгутуйской свиты. Многие из них значительно эродированы и представляют корневые части вулканов, в которых широко развиты жерловые, субвулканические фации и небольшие штоки гранитоидов соготинского комплекса монцонит-сиенит-лейкогранитовой формации, обладающие структурными особенностями малоглубинных интрузий. Завершилась магматическая деятельность в раннем триасе внедрением интрузий щелочных гранитоидов куналейского комплекса. Анализируя особенности пермо–триасового магматизма Сибирской платформы и ее окраинных вулканоплутонических поясов, Л. П. Добрецов [22] пришел к выводу, что он связан с одним и тем же суперплюмом или серией связанных суперплюмов, проявившихся в областях с холодной литосферой Сибирской платформы в форме траппового магматизма, а в областях с утолщенной и разогретой корой в результате предшествующей коллизии – в форме А-гранитоидов с участием мантийных расплавов.

Границы Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса почти повторяют контур позднеколлизионного пояса ремобилизации. Одной из причин такого наложения, на наш взгляд, является шовная сдвиговая природа пояса на границе крупных геоблоков Сибири и Амурии. Вторая причина, это коллизионный магматизм и интенсивная гранитизация пород, в результате которых к началу перми здесь сформировалось орогенное сводовое поднятие, определившее последующую рифтогенную специфику развития этой территории, особенно ярко выраженную в мезозое. Денудация свода обнажила раннеколлизионные гранитоиды позднеджибинского комплекса, в большинстве случаев они слагают фундамент пермских и мезозойских структур. Более глубинные уровни, представляющие гнейсограниты и метаморфические комплексы гранитогнейсовых куполов, были выведены на поверхность позднее, в условиях особо больших вертикальных и горизонтальных перемещений, свойственных мезозойскому рифтогенезу. Поэтому выходы их приурочены к линейным сводово-глыбовым поднятиям мезозойского возраста [39, 40] и несут следы этих процессов в виде динамометаморфических изменений и изотопных датировок минералов.

На протяжении почти всего мезозоя в Забайкалье продолжался интенсивный рифтогенный вулканизм, но на площади листа проявления его отсутствуют. Мезозойские отложения здесь представлены конгломератами и песчаниками байкальской фации юры, слагающими глубокий угленосный предгорный прогиб, протягивающийся в форме дуги на южной окраине Сибирской платформы. В целом пологая синклинали структура прогиба, осложнена на юге надвигом кристаллических архей–протерозойских пород Шарыжалгайского выступа на отложения юры.

Кайнозойская история характеризуется широким развитием процессов внутриконтинентального растяжения, выразившегося в образовании впадин и поднятий Байкальской рифтовой зоны. Процессы магматической и тектонической активности в кайнозое связаны с воздействием на литосферу мантийного плюма и с коллизией Азиатского и Индостанского континентов [78, 80]. Есть предположение, что на раннем этапе развития рифтовой зоны преобладал активный рифтогенез, связанный с тепловым воздействием мантийного плюма и его растеканием, проявившимся в образовании сводового поднятия и базальтовом вулканизме. Формирование грабенов Байкальского рифта было связано со сдвиговыми движениями на границе Амурской и Сибирской литосферных плит в среднем плиоцене, представляя собой «хрупкий» раскол литосферы под воздействием коллизии [1]. В разрезе олигоцен–четвертичных отложений Байкальской впадины различают два литостратиграфических комплекса: нижний, сложенный в основном песчано-глинистыми осадками (олигоцен–средний плиоцен), и верхний – грубообломочный (верхнеплиоцен–голоценовый). Нижний комплекс объединяется в молассоидную угленосную формацию, а верхний – в молассовую. Рубеж между ними определяет границу между

предрифтовым и собственно рифтовым этапами развития Байкальской рифтовой зоны [49].

По данным сейсмического профилирования (МОВ ОГТ) в строении осадочного чехла Южной котловины озера выделяются три сейсмокомплекса [12, 59]: нижний, сложенный прозрачными слабослоистыми осадками (4–5 км); средний, представленный тонкослоистыми осадками (1–2 км); и верхний, сложенный слоистой толщей (300–500 м). Нижний комплекс разбит небольшим количеством разломов, что предполагает спокойный тектонический режим и медленное прогибание котловины во время ее формирования. Средний и верхний комплексы интенсивно раздроблены и формировались в условиях более напряженной тектонической обстановки. Согласно корреляции с наземными разрезами, возраст комплексов можно определить как олигоцен–среднеплиоценовый, среднеплиоцен–эоплейстоценовый и плейстоцен–голоценовый.

Опробование донных отложений на глубоководной равнине в Южной котловине озера показало, что слоистость осадков, отмечаемая на сейсмических профилях, обусловлена чередованием более рыхлых, увлажненных турбидитов и плотных более сухих глин. Присутствие глин в разрезе является важным доказательством значительных похолоданий, сопровождающихся оледенением горных областей окружающих озеро. Седиментационные процессы и обстановки в озере Байкал отличаются от типично озерных и морских. Они относятся к обстановкам седиментации в крупных пресноводных рифтовых бассейнах, описанных для рифтовых озер Африки. Большие размеры и глубины Байкала, его крутые склоны делают седиментационные процессы, происходящие в нем, приближающиеся к морским условиям. Это проявляется за счет большой роли склоновых седиментационных процессов в Байкале. В то же время большая крутизна склонов и отсутствие шельфовых зон, приводит к поступлению осадков непосредственно на склон озера, что заметно отличает байкальские условия от морских. Наличие пресной воды в озере способствует усилению роли суспензионных потоков малой плотности, формируемых за счет речного стока. Скорость современного осадконакопления в разных частях Байкала варьирует от 0,05 до 1,2 мм в год [75].

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Рассматриваемая территория находится в пределах Байкало-Станового нагорья. Главными орографическими единицами рельефа являются хр. Хамар-Дабан с его северным склоном, юго-западная часть Байкальской впадины и частично южный склон хр. Приморского. Основные черты строения территории рассмотрены в работах Н. А. Флоренсова, Н. А. Логачева и др. [48, 49, 72]. Морфоструктурный план и особенности развития рельефа в кайнозойе отражены Д. Б. Базаровым и И. Н. Резановым [3, 4, 64].

Хребет Хамар-Дабан имеет северо-восточное простираие с абсолютными отметками в западной части 1 700–2 151 м, в восточной – 1 300–1 748 м. Поперечный профиль хребта асимметричный, северо-западный склон его более пологий, а юго-восточный, уходящий за пределы площади, – крутой. Хребет Приморский характеризуется отметками высот 900–1 178 м. Он еще более резко асимметричен до куэстовидного, с крутыми обрывистыми юго-восточными склонами. Хребты Хамар-Дабан и Приморский сложены метаморфическими и магматическими породами и приподняты над уровнем оз. Байкал (абсолютные отметки поверхности озера – 456 м) на 800–1 700 и 400–700 м соответственно. Байкальская впадина до глубины 1,4 км заполнена пресной водой и на 5–7 км – рыхлыми кайнозойскими отложениями. Южная котловина озера Байкал имеет пологие восточные подводные склоны и крутые западные (45–50°), где чехол осадков невелик или даже полностью отсутствует, обнажая коренные кристаллические породы [37]. Дно озера представляет собой слабохолмистую глубоководную равнину с незначительным наклоном к западу, либо к востоку.

На территории различаются следующие основные генетические типы рельефа: тектоногенный, денудационный и аккумулятивный.

Тектоногенный рельеф (1–3) характерен для изучаемого высокосейсмичного района и развит вдоль активных неотектонических зон разломов, опоясывающих Байкальскую впадину, и в высокогорной части хр. Хамар-Дабан.

В поднятых блоках хр. Хамар-Дабан этот рельеф представлен горными грядами, изобилующими многочисленными останцами и скалами высотой до 50 м, с прямыми острыми водоразделами (3), стенки которых образованы сбросами (1). Типичный сброс прослеживается по системе рек от верховьев р. Россоха, по ключу Средний, до низовьев р. Осиновка. Склоны слабо и неглубоко эродированы, имеют уклоны более 50°, местами со шлейфами осыпей и широким развитием современных обвально-осыпных и неоплейстоценовых ледниковых процессов. Абсолютные высоты водоразделов колеблются от 1 400 до 2 150 м, а относительные превышения над днищами долин достигают более 1 000 м. Рельефообразование в этой зоне отражает длительное преобладание восходящих стадий развития.

В пределах неотектонических зон разломов, прослеживающихся вдоль северо-западного побережья озера (Обручевский сброс), склоны подводные (2) и горного обрамления (1) крутые, прямые, обрывистые с преобладанием скальных выходов докайнозойских образований, и лишь местами на них отмечается незначительное количество коллювия и турбидитов.

Время формирования поднятых блоков и тектонических уступов олигоцен–голоцен [64].

Денудационный рельеф (4–9) развит во всех положительных морфоструктурных блоках низко-среднегорных хребтов. Он представлен водораздельными остаточными динамическими поверхностями выравнивания (4) и склонами расчлененными и умеренно расчлененными с делювиально-коллювиальными и десерпционными (5), делювиальными, делювиально-коллювиальными (6) и делювиально-солифлюкционными (7) образованиями, эрозионными речными (8) и экзарационными ледниковыми (9).

Водораздельные остаточные динамические поверхности выравнивания характерны для абсолютных отметок 1 100–1 400 м и распространены главным образом в осевой части хр. Хамар-Дабан от р. Левая Мишиха до р. Мысовая и на водораздельных участках Приморского хребта. Водоразделы пологохолмистые субгоризонтальные, террасовидные, пологовыпуклые с механо-

генными элювиальными и элювиально-делювиальными глыбово-щебенистыми образованиями. Мягкие очертания склонов нарушаются останцами пирамидальной, либо гребневидной формы высотой 15–20 м. Нагорные террасы распространены редко. Они развиты в верховье рек Болваниха и Быстрая, где поверхность выравнивания занимает весь водораздел, хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках с четко выраженной бровкой и тыльным швом. Древние русла выделяются слабо. Поверхности их часто заболочены. Повсеместно в долинах на остаточных поверхностях наблюдаются небольшие террасы, сложенные песчано-гравийным материалом. Галька имеет бурый цвет с характерной коркой выветривания. Уклоны русел колеблются от 1,5 до 2 м на 100 м долины. При переходе к эрозионному рельефу наблюдается перелом продольного профиля долин. Формирование пенепленизированных водоразделов происходило, предположительно, в конце мела–начале палеогена [49].

Расчлененные делювиально-коллювиальные и десерпционные склоны слагают большую часть территории и характеризуются крутыми прямыми поверхностями, местами с отдельными скальными выходами, перекрытыми коллювиальными шлейфами. Относительные превышения составляют 600–1 000 м. Возраст палеоген–четвертичный.

Умеренно расчлененные делювиальные, делювиально-коллювиальные и делювиально-солифлюкционные склоны характеризуются выпуклыми округлыми формами крутизной 20–30°. Относительные превышения составляют 150–600 м. Склоны в верхних частях перекрыты медленно сползающим рыхлым чехлом с курумом, в нижних частях они перекрываются отдельными солифлюкционными потоками в виде надмерзлотного стока и медленной солифлюкции. Формы верховий долин веерообразные, конусовидные с натечными солифлюкционными террасами. Формирование этих склонов происходило от миоцена до голоцена с преобладанием восходящих стадий развития положительных морфоструктур. Возраст неоген–четвертичный.

Эрозионные склоны речных долин сформированы на интенсивно воздымающихся участках хребтов Приморского (вне масштаба) и Хамар-Дабан, и имеют углы наклона до 30–45°. Склоны выпуклые, крутые в верхних частях и переходящие в обрывы в нижних частях. Поперечный профиль долин V-образный, ущельевидный. Возраст плиоцен–голоценовый [4, 64].

В центральных частях поднятых блоков ярко выражена экзарационная деятельность каровых и долинных ледников. Ледниковые каровые формы рельефа распространены в верховьях рек Лев. Мишиха, Переемная, Аносовка на высотах: 900–1 000, 1 100–1 200, 1 300–1 400 и 1 500–1 700 м. Это позволяет сделать вывод о многократном проявлении оледенения в хр. Хамар-Дабан. Долины рек имеют типичную троговую природу с шириной не более 300 метров. Современные русла рек врезаются в днища трогов с образованием узких, глубоких ущелий (левые притоки р. Лев. Мишиха). Продольный профиль этих рек ступенчатый, с перекатами и водопадами, заканчивается вверху ледниковыми цирками и карами. Днища каров обычно имеют слабо вогнутую поверхность и чаще всего заняты озерами. Цирки достигают ширины 2 км, при своем развитии и разрастании захватывают несколько каров. Экзарационные склоны и днища ледниковых долин корытообразной формы с отпрепарированными склонами и остатками ледниковых отложений сформированы преимущественно верхнеплейстоценовыми ледниками.

Аккумулятивный рельеф (10–24) распространен в Южно-Байкальской впадине, долинах рек, предгорных склонах и горных хребтах. Он представлен тремя подгруппами: флювиальной с аллювиальным, аллювиально-пролювиальным и пролювиально-делювиальным типами рельефа, бассейновой озерной и гляциальной с ледниковым и ледниково-озерным (подводным) типами рельефа.

Флювиальная подгруппа (10–14) включает голоценовую аллювиальную пойменную равнину (10), позднелепистоцен–голоценовую первую (11) и позднелепистоценовую вторую (13) надпойменные террасы, позднелепистоценовую предгорную наклонную пролювиально-делювиальную равнину (14) и пролювиальные конусы выноса и шлейфы (12).

Юго-восточный борт Южной котловины озера пологий и имеет большой дренажный бассейн. Долины рек здесь имеют широкую хорошо разработанную пойму, окаймленную террасами. Их поверхности горизонтальные, нередко заболоченные, с меандрами, старицами, излучинами нарастаний, хорошо дешифрируемые на фотоснимках. Ширина пойм – 1–2,5 км, террас – 0,5 км. На крутом северо-западном борту котловины расположены реки и ручьи, а также большое количество временных водотоков, которые формируют небольшие аллювиальные и делювиально-пролювиальные конусы выноса.

Бассейновая подгруппа представлена голоценовой озерной подводной поверхностью впадины-равнины глубоководной седиментации (16), озерным оползневым подводным склоном (17) и озерной мелководной абразионной равниной, позднелепистоценовой третьей (20) и среднелепистоценовой четвертой (21) озерными байкальскими террасами и палеоген–, неоген–четвертичными прибрежными террасоувалами (15, 22).

Мелководная абразионная озерная равнина (18) с подводными валами сформирована в волноприбойной зоне на глубинах до 20 м и распространена на всем протяжении юго-восточной борта впадины, ее ширина составляет 0,5–5 км. Далее вглубь озера мелководная равнина переходит в шлейф подводного склона шириной 5–10 км. Рельеф поверхности подводных склонов сформирован турбидитными потоками и оползнями. Большое количество подводных конусов, примыкающих к восточному склону, питаются за счет выносов подводных каньонов, которые являются продолжением наземных долин рек Переемная, Куркавочная, Осиновка, Большая Язовка, Калтусная, Тельная и др. Дно Южной котловины представляет собой слабохолмистую подводную равнину с незначительным наклоном к западному берегу; от линии мыс Лиственничный–Танхой западный уклон дна меняется на восточный. Реликты палеоген–четвертичных и неоген–четвертичных террасоувалов представляют собой предгорную расчлененную гряду, протягивающуюся вдоль всего юго-восточного побережья озера шириной до 5 км и высотой 80–160 м. Озерные третья и четвертая террасы высотой 10–15 и 20–25 м хорошо дешифрируются по субгоризонтальным поверхностям на склонах террасоувалов.

Гляциальная подгруппа включает поздненеоплейстоценовые ледниковый горно-долинный холмисто-грядовый (23) и конечно-моренный (24) типы рельефа, а также озерную ледниковую равнину (19), созданную водно-ледниковой и айсберговой аккумуляцией.

Областью аккумуляции моренных отложений являются нижние части поднятых блоков хребта Хамар-Дабан. Конечные морены долинного оледенения хорошо выражены морфологически по бугристо-западинной поверхности с четким крутым валообразным окончанием. Верхняя часть осадочного чехла глубоководной озерно-ледниковой равнины исследована только по керну буровых скважин, поэтому детальные ее формы не установлены.

Начало формирования современного рельефа восстанавливается с олигоцена. Преобразования рельефа были обусловлены, прежде всего, крупными блоковыми перемещениями земной коры. К этому периоду относится заложение Южно-Байкальской впадины, начало формирования хребтов Хамар-Дабан и Приморский, а также современной гидросети. Мезозойский этап активизации резко отделен от событий новейшего этапа рубежом в конце мела–эоцена эпохой ослабления вертикальных движений. В это время формируется полого-холмистый рельеф денудационной поверхности выравнивания [49]. Наибольшее распространение коры выветривания и сопутствующие им формы рельефа получили в сопредельных районах Прибайкалья. На нагорных плато Хамар-Дабана они сохранились в реликтовом состоянии.

Наиболее охарактеризована история рельефа в плейстоцене–голоцене. В течение этого времени исследуемая территория испытывала устойчивое поднятие хребтов и опускание Южно-Байкальской котловины. Значительное влияние на формирование рельефа оказывали климатические условия в периоды оледенений и межледниковий. Район подвергался неоднократному оледенению (сохранились следы двух оледенений). Происходило интенсивное врезание ледниковой и речной сети в поднимающиеся горные хребты, их денудация, заполнение Байкальской впадины аллювиальными, озерными и ледниково-озерными образованиями.

Основные кайнозойские разрывные нарушения скрыты под отложениями оз. Байкал, обуславливая высокую (более 10 баллов) современную сейсмичность района. Преобладающее простирание разломов – северо-восточное, они хорошо выражены морфологически, отражаются в магнитных и гравитационных полях. По кинематике представляют собой нормальные сбросы со сдвиговой компонентой [31]. В целом, на протяжении всей новейшей истории озера определяющую роль играла активность Обручевского сброса, о чем свидетельствуют крутизна склонов, отсутствие у подножия склона скопления донных отложений, свежесть отвесных берегов, слабое развитие абразионной площадки [50]. Амплитуда вертикальных смещений сопряженных положительных и отрицательных блоков в кайнозой составляет 7–10 км.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Минерально-сырьевой потенциал территории определяют месторождения бурых углей и железа, рудопоявления и россыпи золота, проявления алюминия, горючего газа и нефти. Из неметаллических полезных ископаемых установлены месторождения химически чистых известняков и доломитов, различных строительных материалов, экологически чистых поверхностных и подземных вод, проявления и пункты минерализации флюорита, мусковита, высокоглиноземистых сланцев, топаз-турмалиновых пегматитов и алмандиновых скарнов. Необходимо отметить, что все минеральные ресурсы находятся в особой Байкальской природной территории – ЦЭЗО, требующей бережного отношения к природным объектам при их освоении в соответствии с утвержденным перечнем видов деятельности законодательными актами и постановлениями Правительства Российской Федерации.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

НЕФТЬ И ГАЗ

НЕФТЬ

Еще в 1772 г. путешественник И. Георги отмечал на большом протяжении юго-восточного берега оз. Байкал находки «горного дегтя» – сгущенной нефти, выбросы волнами на берег «морского воска» (озокерита) и газовые грифоны, а В. Д. Рязанов в 1902 г. вблизи ст. Танхой определенно зафиксировал в битуминозных песках олигоцена–миоцена признаки нефти.

Танхойское проявление (Ш-1-11) находится к западу от устья р. Безголовка. Здесь в береговой полосе озера обнажаются песчаники танхойской свиты, слабо пропитанные густой нефтью, признаки которой установлены и мелкой скважиной на глубине 7 м. Мощность прослоя битуминозных песчаников не более 10 м, протяженность – до 150 м. В линзах грубозернистого песчаника встречаются горошковидные включения темного хрупкого вещества – асфальтита и тонкие трещинки с окисленным озокеритом, а в маломощных (до 0,5 м) пропластках глинистых алевролитов отмечается густое тягучее асфальтоподобное вещество. Это нефтепроявление, скорее всего, связано с бурыми углями, так как последние богаты летучими (до 60 %) и смолами (до 12 %). Интересна оно не представляет из-за отсутствия признаков нефти на глубоких горизонтах [66].

ГАЗ ГОРЮЧИЙ

Газовые грифоны вдоль восточного побережья Байкала известны с 1775 г. (И. Д. Черский). Детальное описание их приводится В. Д. Рязановым (1902–1909 гг.) и Г. Е. Рябухиным [66], которые выделили газопроявления, связанные с термальными источниками в трещинах кристаллического фундамента, «нефтяные газы» – тяжелые углеводороды и метан, связанные с выходами нефти в осадочных отложениях и болотные газы (метан) с примесью органического азота и сероводорода. Нефтяная природа газов в неогеновых отложениях, прослеживающихся от устья р. Селенга до р. Бол. Тельная, не вызывает сомнения. Выбросы газов приурочены к линии тектонических разрывов («Дельтовый сброс») в осадочной толще и разгружаются при землетрясениях на мелководье Байкала в форме грязевых грифонов – сальз. На северо-западном побережье Байкала глубоководные газовые струи отчетливо фиксируются в форме «пропарин» в период ледостава [96].

Дулихинское проявление (Ш-1-23) выявлено В. П. Крыловым в 1973 г. при ГГС-200 [110]. В осадках неогена скв. 1 (гл. 200 м) установлен пласт артезианских подземных вод мощностью

115 м, содержащий растворимые газы (в %): азот – 80, углекислый газ – 8,45, кислород – 7,55, аргон и гелий – 1,6, метан (CH₄) – 2,4. Продуктивность по метану из 1 м³ воды равна 0,0376 м³. Газопроявление связано с бурными углями, которые богаты летучими, и оценено отрицательно.

Южнокотловинное проявление (П-2-1) газогидратов метанового состава установлено в донных осадках оз. Байкал (скв. ВDP-97) в ходе реализации программы «Байкал-бурение» [43, 44]. Газогидраты (ГГ) – это твердые кристаллические вещества из соединения газа с водой, напоминающие твердый снег или рыхлый лед, которые образуются при наличии воды и газов (метан, азот, кислород и др.) в условиях низкой температуры и высокого давления. Вскрытые скв. ВDP-97 осадки разреза на глубину 225,4 м представлены преимущественно илисто-песчаными турбидитами, перемежающимися с прослоями (3–30 см) диатомовых илов и ледниковых глин. Из образцов керна с глубины 121 и 161 м в лабораторных условиях выделен метан из гидратной формы (CH₄·6H₂O) биогенного происхождения. Хроматографические измерения показали газо-выделения в объеме 5,9–6,0 мл метана из 1 г породы (объемный вес – 1,84–2,10 г/см³), а количество ГГ составляет порядка 3,3 мас. %. В ионном составе водной вытяжки доминируют аммоний (NH₄ – 48 мкг/л) и гидрокарбонат (HCO₃ – 151 мкг/л), свидетельствующие о восстановительных условиях в осадке слабокислой среды (рН=6,28), а пониженное содержание фтора и хлора в поровых водах является важнейшим косвенным геохимическим признаком присутствия газогидратов в осадочных образованиях биогенного происхождения. По предварительным данным объемная продуктивность газогидратного слоя (ГГС) по метану составляет 0,190 м³/м³. В пределах Южной котловины озера методом МОВ-ОГТ выявлены сейсмические границы типа BSR («bottom simulation reflectors – кажущейся отражающей границы»), которые являются наиболее достоверным геофизическим признаком наличия ГГ в толще осадков ниже поверхности дна. С большой точностью и степенью достоверности установлено, что ГГС распространен повсеместно в Южной котловине озера и выклинивается на глубинах дна 350–400 м. Мощность ГГС колеблется от 34 до 600 м (средняя – 300 м). Удельная продуктивность на единицу площади по метану при средней мощности ГГС – 300 м в Южно-Байкальской котловине составит (на 1 км²): $1\ 000 \times 1\ 000 \times 300 \times 0,19 = 57 \cdot 10^6 \text{ м}^3$.

Продуктивная толща в донных осадках по изобате дна 400 м развита на площади около 2 000 км² (из 2 512 км² площади акватории листа М-48-IV); ее потенциальные ресурсы по метану оцениваются: $57 \cdot 10^6 \times 2\ 000 = 114 \text{ млрд м}^3$.

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

УГОЛЬ БУРЫЙ

Буроугольные месторождения Танхойской группы известны с середины XIX-го столетия (Прибайкальские месторождения). В 1850–1960 гг. из небольших угольных копей у ст. Переемная поставлялся бурый уголь Забайкальскому пароходству. С 1902 г. уголь использовали для местной электростанции на ст. Мысовой (г. Бабушкин) и для нужд Забайкальской железной дороги. В 1921 г. эксплуатация буроугольных месторождений прекращена.

Из Прибайкальской группы месторождений наиболее изученными являются *Танхойское месторождение* («Шахтерская гора») (Ш-1-19) и *Переemnинский участок* (Ш-2-20), на которых в 1931–1940 гг. проводилась детальная разведка скважинами ручного и механического колонкового бурения до глубины 100 м по сети (200–250)×(50–70) м. На остальных участках углепроявлений были проведены поисковые и оценочные работы с применением шурфов, канав и ручного бурения. По результатам этих работ подсчитаны запасы промышленных категорий В+С₁ в количестве 19,9 млн т и С₂ – 180 млн т. Однако эти запасы, учтенные балансом ВГФ, в 1970 г. переведены в забалансовые, а в 1971 г. исключены из баланса как бесперспективные для промышленного освоения. В 1978 г. В. Г. Елгиным [94] произведена переоценка прогнозных запасов углей Прибайкалья (ст. Кедровая–ст. Мишиха), которые переведены в прогнозные ресурсы кат. Р₃. По Танхойской группе месторождений они определены с линейной продуктивностью 24,5 млн т/км (7 млн т/км²) в количестве 930 млн т (0–100 м – 310 млн т; 100–300 м – 620 млн т) и отнесены в разряд некондиционных в связи с бесперспективностью для промышленного освоения в заповедной охранной зоне – центральной экологической зоне охраны Байкальской природной территории (ЦЭЗО БПТ).

В Танхойскую группу входят 11 буроугольных месторождений и углепроявлений [94, 106], краткая характеристика которых приведена в нижеследующей таблице 1. Все они однотипные и связаны с олигоцен–миоценовыми отложениями танхойской угленосной свиты, развитой в узкой полосе шириной от 2 до 9 км по юго-восточному побережью озера на протяжении 65 км (в пределах листа) и залегающей на глубоко эродированной поверхности кристаллических пород

фундамента. Угленосные отложения представлены в основном слабо сцементированными алевролитами и аргиллитами, переслаивающимися с разнородными рыхлыми песчаниками и пластами бурых углей неравномерной мощности (от 0,4 до 8,7 м). Мощность угленосной танхойской свиты измеряется от 300 до 1 200 м. Среди отложений танхойской свиты вскрыты скважинами и горными выработками 30 рабочих угольных пластов, а также значительное количество тонких (5–40 см) буроугольных ритмов в недоизученной восточной части полосы (от устья р. Мишиха до р. Мантуриха), с единичными пластами бурого угля «рабочей» мощности (1,1–1,2 м) на выявленных бурением в 2003 г. углепроявлениях *Мишихинском* (III-3-18), *Ивановском* (II-3-2) и *Мантурихинском* (II-4-8) на глубинах от 65 до 143 м с общими потенциальными ресурсами кат. P₃ в количестве 98 млн т. Удельная углепродуктивность в полосе р. Мишиха–р. Мантуриха составляет: 98 млн т:44,4 км²=2,2 млн т/км².

По качеству прибайкальские угли однородные и относятся к типичным бурым гумусовым углям средней степени углефикации Б-2, представляющие собой полосчатые разновидности, состоящие из бесструктурной массы дюрена, линзочек (0,1–5 см) кларена и фюзена с остатками пылицы и тканей древесины. Основные качественные показатели их следующие: влага аналитическая – 14–19,41 %; зольность сухого топлива – 8,7–16 %; содержание углерода – 60–70 %; выход летучих на горючую массу – 50–55 %; кокс беззольный – 31,5–41,4 %; теплотворная способность органической массы – 6 400–7 200 калл/кг; объемный вес угля – от 1,25 до 1,6 т/м³ (среднее – 1,30 т/м³); сера – 0,2–0,48 %; водород – 4–5,5 %; перегонка на деготь – 10–16 %.

Спектр химических элементов-примесей в бурых углях следующий (%): Mn – 0,03–0,1; Ti – 0,3–1,0; Ba, Sr – 0,03–0,06; Cr, Ni, Co, Cu, Pb – 0,001–0,003; Zn – 0,003–0,01; Sc, Ga – 0,003. Угли малосернистые, малозольные, но влагоемкие, богатые летучими и могут использоваться как энергетическое топливо для местных нужд, на газификацию и на перегонку для получения смол и жидкого топлива.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Выявленные предшественниками на площади листа металлические ископаемые относятся к категории непромышленных. Среди них разведаны мелкие месторождения и проявления магнетитовых руд в скарнах, оценены отрицательно проявления Ti с примесью Cr и Ni в габброидах и проявления Al в остаточной и переотложенной неогеновой коре выветривания гидрослюдистого состава, обработаны старателями многочисленные мелкие россыпи золота.

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЖЕЛЕЗО

Месторождения и рудопроявления магнетитовых руд известны с конца XIX-го столетия под названием «железорудных месторождений Мысовской группы». На площади расположены три месторождения: *13-й км* (III-4-14), *Мысовское-1* (III-4-17), *Хантагайское* (III-4-15) и ряд мелких рудопроявлений и пунктов минерализации: *Бушелейское* (III-4-25), *Ивановское* (III-4-26), *Тельное* (III-4-11), *Правотельное* (III-4-4), *Левомысовское* (III-4-6) и *Холяторское* (IV-4-4). Первыми исследователями железорудных месторождений были А. В. Ячевский (1895 г.), В. А. Обручев (1898 г.), А. В. Львов (1909 г.), С. А. Докторович-Гребницкий (1919 г.). Детальная разведка проведена С. С. Смирновым и П. И. Касаткиным [38, 134], которые отнесли месторождения к контактово-метасоматическому скарновому типу. Такого же мнения придерживался Д. С. Коржинский, посетивший месторождения в 1935 г. Содержание железа в рудах весьма неравномерное – от 5 до 70 %, основная масса его присутствует в силикатной форме: фаялит, грюнерит.

Скарновые магнетитовые руды серые, стально-серые, зеленовато-бурые разнородные массивной и полосчатой текстуры. Минеральный состав разнообразный: кварц-магнетитовые, кварц-амфибол-магнетитовые, волластонит-магнетитовые руды. Рудные минералы представлены магнетитом, фаялитом и грюнеритом, отмечается убогая вкрапленность сульфидов – пирита, халькопирита и пирротина. Рудные залежи имеют сложное строение и представлены двумя типами:

- пластовые тела, залегающие согласно с вмещающими гранат-амфиболовыми, кварц-пироксен-амфиболовыми сланцами и участвующие в складчатости;
- секущие метасоматические рудные тела, характеризующиеся пространственной связью с разломами и контактами интрузий и связанные с перераспределением рудного материала пластовых тел постмагматическими растворами.

Танхойская группа месторождений и проявлений бурого угля

№ п/п	Наименование месторождения (М), проявления (П), индекс клетки и номер на карте (КПЧО)	Мощность продуктивной толщи, м	Количество и мощность пластов бурого угля				Условия залегания угленосных отложений	Теплотворность, калл/кг		Разведанные запасы кат. В+С ₁ +С ₂ , млн т	Потенциальные ресурсы, млн т; площадь, км ²
			всего		в т. ч. рабочих (более 1 м)			Горючей массы, Q ^Г _{БВ}	Рабочего топлива Q ^Р _Н		
			Кол-во пластов, от-до, м	Суммарная мощность, м	Кол-во пластов	Средняя мощность, м					
1	Селенгушка, П III-1-22	200	7 0,5–1,5	3,5	1	1,5	Пологоволнистая моноклинал с линзами бурого угля, падение на северо-запад, ∠8–12°	-	-	4,3	18
2	Танхойское, М III-1-19	890	8 0,5–8,7	48,0	3	15,6	Моноклинал, осложненная мелкой складчатостью, падение пластов к северо- и юго-западу, ∠8–40°	7 200	4 800	55,0	225
3	Переемнинское, М III-2-20	265	8 1,1–6,5	23,3	8	23,3	Моноклинал с пластами угля, падающими на северо-запад, ∠20°	6 700	4 400	39,8	122
4	Куркавочное, М III-2-25	300	11 0,5–2,5	10,0	1	1,4	Линзовидные прослой угля с погружением на северо-запад, ∠10–15°	-	-	3,6	52
5	Половинка, М III-2-22	более 300	25 0,9–3,0	23,0	5	12,0	Пологоволнистая моноклинал с мелкой складчатостью, падение пластов на северо-запад, ∠20–25°	6 800	4 500	39,0	120
6	Малиновское, П III-2-14	более 300	7 0,8–5,6	9,3	2	5,5	Пологоволнистая моноклинал с мелкой складчатостью, падение пластов на северо-запад, ∠20–25°	6 500	4 000	21,4	48
7	Осиновское, М III-2-15	140	9 0,5–10,0	21,6	5	10,0	Падение пластов на северо-запад, ∠10–15° и юго-восток, ∠25–30°	6 900	4 500	39,0	113
8	Ушаковское, М III-2-16	200	27 0,5–16,0	21,8	5	16,9	Падение пластов на северо-запад, ∠10–15° и юго-восток, ∠25–30°	6 700	3 800	43,5	114
9	Мишихинское, П (скв. 30–31, 2003 г.) III-3-18	110	6 0,5–1,2	4,2	1 (на глубине 88 м)	1,2	Линзы бурого угля среди аргиллитов, алевролитов, пологопадающих на северо-запад, ∠10–15°	-	-	-	30 8×2,3
10	Ивановское, П (скв. 32–34, 2003 г.) II-3-2	170	34 0,5–1,2	20,4	2 (на глубине 65 и 143 м)	2,4	Линзы бурого угля, погружающиеся под воды Байкала	-	-	-	54 10×1,7
11	Мантурихинское, П (скв. 35–37, 2003 г.) II-4-8	165	8 0,5–1,1	4,5	1 (на глубине 112 м)	1,1	Линзы бурого угля, погружающиеся под воды Байкала	-	-	-	14 9×1,0
	Итого:		170	184,6	34	90,8				245,6	910

Химический состав руд (в %): $Fe_{\text{общ.}}$ – 35–73 (среднее – 42,73), SiO_2 – 20,7–59,4, P_2O_5 – 0,16–1,31, S – 0,08–0,1. Спектральным анализом установлены примеси (в %): Cr – до 0,3, Zn – до 0,05, Sr и Ba – 0,08–0,1, Ca, Ni, Pb – 0,004–0,04, Cu, V – до 0,003 и в единичных пробах Ag – до 20 г/т. Краткая характеристика железорудных месторождений приведена ниже.

Месторождение «13 км» (III-4-14). Район месторождения сложен биотит-амфиболовыми сланцами и гнейсами темникской свиты с линзами разнообразных скарнов с магнетитом, инъецированных многочисленными дайками гранитов и жилами пегматитов. Рудное тело штокверкового типа, выклинивающееся на глубину. Руды полосчатые кварц-грюнерит-гранат-магнетитовые. Содержание Fe – до 35 % в силикатной форме. Месторождение не промышленное с ресурсами до 300 тыс. т руды [106].

Месторождение Мысовское-1 (III-4-17) [106] представлено пластовыми залежами магнетитовых руд, залегающих в толще известняков, карбонатно-сланцевых сланцев и амфибол-пироксен-биотитовых гнейсов темникской свиты, прорванных инъекциями гранитов и пегматитов. Для района месторождения характерно высокое магнитное поле до 20 000 гамм. Разлинзованный пласт магнетита мощностью от 6 до 15 м прослежен на 519 м, азимут падения 205° под $\angle 46\text{--}60^\circ$. Минеральный состав руд (%): магнетит – 52, фаялит – 27, грюнерит – до 10. Содержания (в %): Fe – от 35 до 51 (среднее – 42,7); SiO_2 – от 28 до 43,4. Запасы Fe (металла) по кат. А – 21 тыс. т, C_2 – 141 тыс. т, ресурсы по кат. P_2 – около 400 тыс. т руды. Месторождение относится к непромышленным.

Месторождение Хантагайское (III-4-15) [106] приурочено к амфибол-биотитовым гнейсам и карбонатно-сланцевым кристаллосланцам темникской свиты, содержащим пластовые линзы скарново-магнетитовых руд. Рудные тела представлены двумя изометричными (14×24 м) пластовыми линзами, по составу аналогичными Мысовскому месторождению. Содержания (в %): Fe – от 35 до 48,6 (среднее – 40,7), SiO_2 – от 20,7 до 32,4, P_2O_5 – от 0,3 до 0,7. Запасы месторождения составляют по кат. А – 30,8 тыс. т, В – 85,0 тыс. т руды. Месторождение промышленного значения не имеет.

Многочисленные железорудные проявления связаны, как правило, с небольшими ксенолитами скарнированных карбонатно-силикатных сланцев темникской свиты, содержащих вкрапленность магнетита от 3 до 10 %. Рудные залежи представляют собой гнезда, линзы и небольшие пластовые тела, реже – жилы мощностью 0,1–0,5 м и протяженностью до нескольких метров. Практического значения они не имеют.

Район Мысовских месторождений характеризуется положительными полями ΔT (400–800 гамм) и наличием ряда локальных интенсивных (до 2 500 гамм) аэромагнитных аномалий (85, 86, 87, 89 и 90 м) [147], пространственно образующих дугообразную полосу шириной 1,5–2 км и протяженностью до 20 км от левобережья р. Мысовка через верховье р. Бол. Тельная до левобережья р. Мантуриха (проявление III-4-13). В пределах этой полосы выделяются по магнитометрии три участка, вытянутых согласно простиранию метаспоров [147]. Западный участок характеризуется изрезанными пилообразными графиками интенсивностью 500–2 000 гамм с отдельными экстремумами как положительного (до 5 000 гамм), так и отрицательного (до –3 500 гамм) знака, а ближе к центральной части, где находятся месторождения «13-й км» и Мысовское-1, выделяются аномалии до 15–25 тыс. гамм. Эти аномалии имеют сложный вид, графики изрезаны, фиксируются очень большие горизонтальные градиенты (до 20–30 тыс. гамм на 10–20 м). На центральном участке графики имеют спокойный вид и значения поля ΔZ близкими к нулю. На этом фоне выделяется локальная аномалия интенсивностью 8 000 гамм с минимумом в северной части (–1 750 гамм), совпадающим с известным Хантагайским месторождением. В пределах Восточного участка, на фоне спокойного отрицательного поля, выделяются интенсивные аномалии северо-восточного простирания от 1 500 до 28 000 гамм протяженностью около 3 км. На поверхности здесь выявлены рудные свалы магнетита на площади $0,5 \times 3,5$ км (~ 2 км²).

Таким образом, магнетитовое оруденение не ограничивается известными месторождениями, которые можно отнести к III классу (группа Д) по классификации Г. С. Момджи (1970 г.), представленному магнетитовым и скарново-магнетитовым типом руд в метаморфогенных комплексах осадочно-вулканогенных формаций. Месторождения этого класса являются наиболее сложными по своему строению и условиям образования, а наличие в рудах фаялита и грюнерита (до 40 %) является надежным индикатором регионально метаморфизованных железистых осадков. Прирост запасов магнетитовых руд с содержанием $Fe_{\text{общ.}}$ от 37 до 72 % в этой полосе на глубину до 200 м определяют результаты повысотной съемки, обработанные методом В. А. Нассонова [147]: на западном участке прогнозируется прирост запасов до 130 млн т руды; на восточном – до 85 млн т руды.

ТИТАН

Рудопоявление Широкое (IV-4-18) [95] связано с небольшим массивом основных пород (0,4×0,8 км) монотойского комплекса, сложенного диоритами, габбродиоритами и амфибол-слюдистыми перидотитами, содержащими гнезда рудных минералов: титаномагнетита, магнетита, ильменита, редко – сульфидов. По химическому анализу бороздовых проб содержание (в %): TiO_2 – 0,4–2,5; Fe_2O_3 – 10–18; Cr, Ni – до 0,2–0,3 и Co – 0,03. В этом же массиве габброидов локализуется *Хасуртайское (Гужирское) проявление* Ti, Ni и Cr, с содержанием металлов в единичной пробе до 0,2–0,3 % [106]. Оценены отрицательно, интереса не представляют [95, 106, 118].

Кроме этого из группы черных металлов на площади отмечены отдельные *точечные геохимические аномалии, вторичные ореолы и потоки* низкой интенсивности (2–4 фона): Cr – 0,01–0,03 % (3 шт.), V – 0,008–0,035 % (4 шт.), Mn – 0,4 % (1 шт.). Параметры их указаны в каталоге аномалий (прил. 2).

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Месторождений и рудопоявлений цветных металлов, представляющих поисковый или практический интерес, на площади не выявлено. Здесь установлены лишь отдельные пункты минерализации Cu, Mo, W и Sn, связанные со скарнами, проявления «бокситоподобных глин», а также геохимические ореолы низкой интенсивности Cu (0,006 %), Pb (0,005–0,01 %), Zn (0,01–0,03 %), Ni (0,005–0,01 %) и Co (0,004 %), характеристика которых дана в каталоге аномалий.

МЕДЬ

Пункт минерализации меди (III-3-9), приуроченный к линзе (длиной до 10 м) гранат-везувиановых скарнов среди карбонатно-силикатных сланцев темникской свиты, находится на правом берегу руч. Болотный. Содержание в точечно-штуфных пробах (в %): Cu – 0,006–0,015, Mn – 0,1–0,2, Zn – 0,01–0,03, Sn – 0,0008–0,004.

МОЛИБДЕН

Правомысовский пункт минерализации молибдена (II-4-6) [106] приурочен к дайке гранит-порфиров с розетками молибденита и содержанием Mo – 0,003 %.

Второй *пункт минерализации* (IV-4-7) установлен в верховье р. Удунгушка и связан с зонкой дробления, окварцевания и гематитизации (20 см) в порфировидных гранитах позднеджидинского комплекса. Содержание молибдена колеблется от 0,0006 до 0,001 %, лития – 0,006–0,01 %.

Кроме того, на площади установлены один *первичный ореол* (IV-4-14) и 11 *вторичных геохимических ореолов и потоков* молибдена с содержанием 0,0003–0,002 % (прил. 2). *Гидрохимический поток* (IV-4-27) выявлен по р. Удунгушка (4 км) с концентрацией микрокомпонентов в воде родников (в мкг/л): Mo – 5, Zn – 100, Ag – 1,5 и в сухом остатке (%): Mo – 0,01, Zn – 0,008, Cu – 0,006 [110].

ВОЛЬФРАМ

Пункт минерализации вольфрама (IV-4-13) [87] отмечен на левобережье р. Прав. Мишиха. Он представлен скарнированными карбонатно-силикатными сланцами, в которых установлены (в %): W – 0,002–0,005, Cr – 0,002–0,01, Ni – 0,003–0,005, Pb, Cu и Zn – 0,004–0,006, Ag – 0,2–0,5 г/т.

Шлиховые ореолы (3 шт.) и *потоки* (5 шт.) шеелита в знаках, иногда совместно с касситеритом, молибденитом, пирохлором и апатитом, выявлены в бассейнах рек Мысовка, Бол. Тельная, Переемная, Половинка [87].

ОЛОВО

На площади листа имеется один *пункт минерализации* олова (III-4-24) [122] в верховье р. Прав. Мысовка, приуроченный к скарнам с касситеритом, в которых отмечены (в %): Sn –

0,012, W – 0,002, Pb – 0,003, Zn – 0,01, Ag – 0,15 г/т.

Геохимические потоки с содержанием Sn – 0,0006–0,0008 % выявлены по руч. Каменистый (III-3-14) и Кедровый (IV-3-12). Касситерит в знаках и редких знаках установлен в *шлиховых пробах* по ручьям Большой (IV-2-7) и Ключ (IV-3-1).

АЛЮМИНИЙ

Специализированными работами предшественников [87, 138] на алюминиевое сырье выявлены 6 *проявлений* «бокситоподобных глин» в остаточной и переотложенной коре выветривания в основании танхойской свиты. Проявления показаны на КПЧО. По результатам оценочных работ (шурфы, канавы, мелкие скважины), запасы и ресурсы глинозема не подсчитывались, так как проявления характеризуются низким кремниевым модулем (меньше 1) и низкими содержаниями оксида алюминия (не более 36 %). Промышленной ценности на «бокситы» они не представляют.

В целом по юго-восточному борту Байкальской впадины кора выветривания картируется неширокой полосой (30–100 м) на 35–40 км (от устья р. Аносовка до устья р. Мысовка); коренные выходы ее отмечены в бортах долин рек Осиновки и Ушаковки. Кора выветривания представлена плотными неоднородными (с примесью аркозовой дресвы) «сахаристыми» глинами синей, сине-зеленой, буроватой окраски с «бокситоподобными окатышами-бобовинами» каолинитового и каолинит-гидрослюдистого состава; в них отмечается высокоглиноземистый минерал – бейделлит. Содержание оксида алюминия в глинах по химанализу бороздовых и керновых проб колеблется от 19 до 36,7 %, а в материнских породах кристаллического фундамента – от 13 до 21 %. Эти глинистые продукты можно отнести к группе сиаллитов, образовавшихся за счет выветривания первичных алюмосиликатов исходных пород – гнейсогранитов, высокоглиноземистых силлиманитовых сланцев кристаллического фундамента. В физико-химической обстановке палеогена–неогена они превращены в устойчивые глинистые минералы группы каолинита-монтмориллонита. Из других окислов в глинах отмечаются (%): CaO – 0,7–2,18, MgO – 1,2–1,7, Fe₂O₃ – 2,4–22,4 и высокие содержания двуокиси кремния – от 40 до 66,9. Потери при прокаливании – от 5,3 до 12,7 %. По гранулометрическому составу глины преимущественно грубой (0,25–0,01 мм) фракции (61–69 %), тонкая фракция (меньше 0,01 мм) составляет 30–31 %. Спектральным анализом в глинах установлены примеси элементов (%): Ti – 0,2–0,3, Mn и Ba – 0,01–0,03, Zn – 0,01–0,02, Zr – 0,001–0,003, Cu, Ni, Cr – 0,001, следы Be, Pb и Ge.

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ, РАССЕЯННЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Эта группа элементов на площади представлена только *геохимическими ореолами и потоками* низкой интенсивности (2–5 НФ): Li – 0,006–0,01 % (5 шт.), Sc – 0,003 %, Zr – 0,02–0,1 % (2 шт.), Y – 0,01–0,03 % (2 шт.), La – 0,006–0,02 % (5 шт.), Sr – 0,1–0,2 % и Ba – 0,01–0,2 % (3 шт.). Характеристика их приведена в приложении 2.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЗОЛОТО

ЗОЛОТО РОССЫПНОЕ

Золотоносные россыпи на северо-западном побережье Байкала обрабатывались старателями открытым, подземным (штольневым) способами и малолитражными драгами с 50-х годов XIX века. К настоящему времени большинство россыпей с «богатым золотом» (более 20 долей на 100 пудов грунта или 1 190 мг/м³) отработано, остались лишь участки с невысокими содержаниями или недоразведанные, но все они расположены в охранной зоне (ЦЭЗО) Байкала. В районе развиты россыпи 3-х типов: долинные, террасовые и прибрежные. Основное значение имеют долинные россыпи. В пределах площади отработаны долинные россыпи [82, 120]: *руч. Хартактай* (I-1-1), *руч. Черемшанка* (I-1-3), *р. Черная* (I-1-34), *падь Жилище* (I-1-27), *падь Бол. Коты* (I-1-20), *руч. Мал. Коты* (I-1-16), *падь Бол. Сенная* (I-1-22), *падь Нижняя* (I-1-24), а *Крестовская россыпь* (I-1-15) [15] с запасами 560 кг прослеживается к западу за границу листа и законсервирована из-за ЦЭЗО. В приустьевых частях мелких речек и ручьев прибрежной полосы оз. Байкал обрабатывались также небольшие скопления золотоносных рыхлых отложений,

образовавшихся в результате выноса материала и волноприбойной деятельности озерных вод. Это россыпи *Прибрежная* (I-1-32) и *Соболевская прибрежная* (I-1-36). По большинству россыпей сведений о количестве добытого золота не имеется, до 1918 г. добыто 70 кг по р. Мал. Коты и 62 кг по р. Бол. Сенная, а по остальным россыпям – примерно до 10–20 кг золота [82, 120].

Золотоносные россыпи характеризуются однотипным строением: мощность торфов в длинных россыпях от 1,5 до 2,5 м, золотосодержащего пласта – от 1–2 до 3–4 м. Золото концентрируется в нижнем слое валунно-галечных отложений с песчано-гравийным заполнителем и в слое выветрелых до глубины 0,5–1 м юрских конгломератов с глинистой примесью. Золото размером от 0,05 до 1 мм, хорошо окатанное, таблитчатой, комковатой, чешуйчатой и дендритовидной формы, пробностью 925–962. Содержание золота в россыпях Мал. Коты и Бол. Сенная составляло 1–5 г/м³. В пределах долины р. Хартактай в 1940 г. (трест «Байкалзолото») одной буровой линией выявлен золотоносный пласт шириной 15 м и мощностью до 3–4 м с содержанием золота 270 мг/м³, а в других долинах редкими профилями скважин установлена золотоносность аллювия с содержанием от 50 до 400 мг/м³.

В настоящее время (2003 г.) в шлихах из старательских отвалов россыпей Бол. Коты, Прямая, Черная и пляжных песков в устье рек Бол. Сенная, Мал. и Бол. Коты устанавливаются от 1 до 24 значков мелкого и тонкого золота (МТЗ) [150] в хорошо окатанных пластинках золотисто-желтого цвета с бугорчатой и шагреновой поверхностью, которые могут являться индикатором наличия техногенных золотоносных россыпей по долинам и террасовым уступам. Сравнительно богатые россыпи золота по падям Бол. Сенная и Хартактай позволяют предполагать наличие коренных источников золота, связанных, по-видимому, с юрскими конгломератами («богатые струи») и углеродсодержащими сланцами качергатской свиты верхнего рифея [104, 120]. В юрских конгломератах выявлен *пункт минерализации* (I-1-9) в верховье р. Бол. Коты с содержанием Au (по сколкам цемента) – от 0,1 до 0,65 г/т, а также отдельные пробы с содержаниями Au – от 0,1 до 0,2 г/т.

Первичные геохимические ореолы золота (0,001–0,03 г/т) установлены в конгломератах на водоразделе Бол. и Мал. Коты (I-1-28) площадью 200×500 м, на побережье (200×1 800 м) оз. Байкал (I-1-33), а также в устьевой части рек Бол. и Мал. Коты (400×1 500 м) – в зоне Ангарского надвига (I-1-31). *Вторичные ореолы* характеризуются низким уровнем концентрации Au: в верховье падей Бол. Коты–Подосеновая (I-1-8) – 0,001–0,006 г/т; на водоразделе Мал. Коты–Бол. Коты (I-1-21) и Бол. Сенная–Нижняя (I-1-18, 23) – 0,01–0,02 г/т. Почти в каждом ручье и временном водотоке улавливаются знаки золота.

Крестовская россыпь (I-1-15) (основная часть запасов находится за пределами площади) относится к средним месторождениям [15] с параметрами: длина долины – 10 км, ширина – 75 м (или 0,075 км), мощность пласта ~4 м, среднее содержание на пласт – 190 мг/м³. Запасы золота в россыпи составляют 560 кг, линейная продуктивность – 56 кг/км, удельная продуктивность на единицу площади: $560:(10 \times 0,075) = 750$ кг/км² (или 750 мг/м²). Данное месторождение принимается нами за металлотаксон Ангаро-Котинской золотоносной площади для однотипного геолого-промышленного типа россыпей – аллювиальные долинные и террасовые мелкозалегающие, с коэффициентом достоверности K=0,5. Прогнозные ресурсы россыпного золота с прямыми признаками золотоносности аллювия по речным системам, дренирующим золотоносные конгломераты юры в пределах Приморского хребта приведены в таблице 2.

По юго-восточной части территории, в пределах хр. Хамар-Дабан, известны отработанные до 1940 г. россыпи *Чукчанская* (II-4-3) [87], *Верхнетельная* (III-4-8) [87] и *Рассоха* (IV-1-10) [91] и несколько шлихов с мелким золотом по рекам: Аносовка (1 зн.), Мишиха (2 шлиха по 2 зн.), Прав. и Лев. Мишиха (по 1 шлиху по 2 зн.), Лев. Мысовка (1 зн.), в верховье Удунгушки (4 зн.) и Прав. Тельной (2 зн.).

Параметры *россыпи Рассоха* (IV-1-10): длина долины (среднее течение) – 3 км, ширина – 20 м, мощность торфов – 5–7 м, продуктивного пласта с содержанием 0,47–0,6 г/м³ – до 2,5 м, запасы золота – 90 кг (добыто 20 кг); кроме этого на расстоянии 0,5 км выделяется техногенная россыпь шириной 20 м, с мощностью пласта 2 м, содержанием золота – 0,3–0,5 г/м³ и запасами – 10 кг. Таким образом, линейная продуктивность долины составляет: $(90+20+10):3 = 40$ кг/км. Эта россыпь находится в труднодоступном районе, на территории Байкальского биосферного заповедника и поэтому ее переоценка и отработка не рекомендуется.

В 4 км к юго-востоку от г. Бабушкин отработана пойменная мелкозалегающая *россыпь Чукчанская* (II-4-3) с содержанием золота от 0,47 до 0,89 г/м³ (местами более 1 г/м³), длиной – 1,2 км и запасами – 50 кг, линейная продуктивность долины здесь составляет: $50:1,2 = 42$ кг/км.

Россыпи золота

№ п/п	Название долины	Длина долины, км	Металлоносность, кг/км	Кoeff. достоверности	Прогнозные ресурсы, кг	
					P ₂	P ₃
1	Хартактай	8,0	56	0,5	224	-
2	Левые притоки Хартактая	5+4	56	0,5	-	252
3	Черемшанка	3	56	0,5	-	84
4	Крестовка	1,7	56	0,5	48	-
5	Черная	6	56	0,5	168	-
6	Прямая	5	56	0,5	-	140
7	Жилище	6	56	0,5	168	-
8	Подосеновая	4	56	0,5	-	112
9	Бол. Коты	12	56	0,5	338	-
10	Мал. Коты	7	56	0,5	196	-
11	Безымянка	3	56	0,5	-	84
12	Варначка	4	56	0,5	-	112
13	Бол. Сенная	10	56	0,5	280	-
14	Нижняя	11	56	0,5	196	112
15	Бол. Кадильная	7	56	0,5	-	196
	Итого:				1 618	1 092

По *Верхнетельной россыпи* (III-4-8) сведений не имеется, но в верхней выположенной части долины сохранились многочисленные старые шурфы и фрагменты ямных старательских отработок, в одном шликсе [86] зафиксированы 2 знака золота. В 2004 г. здесь по правому притоку р. Прав. Тельная нами в двух шликсах (из 9) установлены 2 и 15 знаков тонкого мелкого золота (0,05×0,1×0,3 мм).

ЗОЛОТО РУДНОЕ

В 2002–2004 гг. в ходе проведения поисковых работ при ГДП-200 выявлены золоторудные проявления Осередыш и Изгиб.

Проявление Осередыш (III-3-8) расположено на стрелке рек Лев. и Прав. Мишиха, на северном окончании хр. Осередыш. Локализуется в ритмично-слоистой терригенно-карбонатной толще интенсивно метаморфизованных и ороговикованных пород темникской свиты, в экзоконтакте с порфиroidными кварцевыми монцонитами первой фазы позднеджидинского комплекса. Гребень водораздела хр. Осередыш и правобережье Прав. Мишихи слагают зеленовато-серые слоистые ороговикованные метаалевропесчаники и тонкополосчатые кварц-карбонат-слюдистые сланцы с микроплойчатыми прослоями карбонатных пород, падающие на юго-запад под углом 30–40°, реже – 50°. В поле монцонитов на правобережье Лев. Мишихи закартировано линейное тело габброидов шириной 300–500 м, ориентированное вдоль крутопадающей (80–85°) на восток зоны Мишихинского меридионального разлома. Между массивом габброидов и метаспорами на водоразделе в монцонитах встречаются округлые шпировые выделения обохранных габброидов и мелкие (3×10 м) ксенолиты карбонатно-слюдистых сланцев и кварц-эпидот-гранатовых скарнов с вкрапленностью пирита и магнетита. В экзоконтакте массива монцонитов сланцы интенсивно скарнированы, местами неравномерно пронизаны тонкими прожилками (1–8 см) серого кварца и рассечены дайками диоритовых порфиритов, аплитов, мелкозернистых лейкократовых и пегматоидных гранитов. Повсеместно встречаются мелкие обломки серого и темно-серого кварца как безрудного, так и с редкой вкрапленностью пирита, охрами лимонита, а в одном образце наблюдались примазки малахита и самородное Au. Здесь выявлен *первичный геохимический ореол* золота (III-3-7) площадью 1,2 км². Спектральным анализом (6 точечных проб) установлено: в кварце – Au – 15 г/т (13 г/т по пробирному анализу) и Ag – 3 г/т; в окварцованном сланце – Au – 4 г/т и Ag – 0,2 г/т; в сульфидизированном габбро – Au – 0,015 г/т; в скарнах – Au – 0,001–0,1 г/т. Среднее содержание золота по шести пробам, локализованных на площади 0,8×1,5 км, составляет 3,2 г/т, серебра – 1,1 г/т. В первичном ореоле Au 0,005–13 г/т (III-3-7) из других химических элементов отмечаются (%): Cu – 0,001–0,015, Pb – 0,001–0,006, Zn – 0,003–0,03, Sn – до 0,004. В одном шликсе по р. Прав. Мишиха определены 20 знаков (110 мг/м³) золота (0,05×0,15×0,7 мм). Потоки рассеяния золота в донных отложениях с содержанием от 0,002 до 0,005 г/т прослеживаются по р. Лев. Мишиха на 3,5 км, р. Прав. Мишиха – на 4,5 км. В пойменной части долин методом биолокации выделяются участки, перспективные на россыпное золото.

Проявление Изгиб (IV-3-7) находится выше по течению р. Лев. Мишиха в междуречье ее правых притоков Каменистая–Бурятская, в районе одноименной горы. Проявление локализуется среди метаморфизованных песчаников и алевролитов астайской свиты, в зоне экзоконтакта с порфиroidными биотит-амфиболовыми граносиенитами второй фазы позднеджидинского комплекса. Пачка тонкослоистых терригенных пород обнажается местами в урзе воды рек (отм. 800–850 м) и периодически на склонах г. Изгиб (отм. 1 438 м), образуя дугообразной формы ксенолит на участке площадью 7,8 км². На контакте с граносиенитами терригенные породы преобразованы в дислоцированные тонкополосчатые кварц-кальцит-гранатовые скарноиды, кварц-карбонат-углеродисто-сланцевые сланцы и роговики. Преобладающее падение пород на северо-восток ($\angle 45-60^\circ$), местами на юго-запад под углом $35-40^\circ$. Вдоль субмеридиональной Мишихинской зоны разлома породы сильно трещиноваты и неравномерно насыщены пиритом, в виде мелкой вкрапленности и в форме линзочек, с тонкой сеткой послонных (1–5 см) и секущих (3–8 см) прожилков обохренного кварца. В редких глыбах лимонитизированного кварца наблюдаются видимые вкрапления пирита, пирротина, халькопирита (?), галенита (?), гематита (сланца) и примазки малахита. В двух *шлихах* (из 11) по р. Каменистая (IV-3-8) установлены 1 и 2 знака золота тонкой фракции в сростках с породой, пиритом и халькопиритом. Золото золотисто-желтого цвета, неокатанное и слабоокатанное неправильной формы с кавернозной поверхностью. Содержание золота в 14 точечных пробах по спектрозолотометрии составляет от 0,001 до 0,05 г/т и в двух пробах кварца – 30 и 20 г/т (по пробирному анализу – 36,1 и 24 г/т), среднее для участка 1,5×1,6 км по 16 пробам – 3,13 г/т, а с учетом данных пробирного анализа – 3,76 г/т. В парагенезисе с золотом отмечаются серебро – от 0,1 до 50 г/т (среднее – 3,8 г/т) и халькофильные элементы (%): Cu – 0,003–0,008, Pb – 0,002–0,005, Zn – 0,004–0,02, Mo – 0,0003–0,0006. По сколковому опробованию выделяется низкой интенсивности *первичный геохимический ореол* Au (0,002–0,02 г/т) и Ag (0,15–0,54 г/т) на площади 2,6×3 км (IV-3-6), а по р. Каменистая прослежен *шлиховой ореол* (1 и 2 знака) и поток рассеяния золота (0,001–0,02 г/т) (IV-3-8). По другим водотокам (в пределах участка) в пойменных аллювиальных отложениях методом биолокации улавливаются потоки накопления Au с содержанием не менее 100 мг/м³.

На *участке Элигин* в верховье одноименной реки, в пределах выявленных аномалий ВП ($-3-9^\circ$), канавами вскрыты окварцованные, сульфидизированные углеродистые сланцы и метапесчаники астайской свиты, в которых установлен *первичный геохимический ореол* (IV-4-24) Au – 0,002–0,05 г/т, Ag – 0,1–3 г/т и других элементов (%): Zn – 0,008–0,1, Cu – 0,002–0,006, W – 0,002, Mo – 0,0004–0,0008, Li – 0,008–0,03, Pb – 0,006–0,08, Zn – 0,01–0,1, Bi – 0,003–0,015, As – 0,01 (200×1 600 м). На водораздельной части хр. Хамар-Дабан, в поле развития тех же углеродистых сланцев астайской свиты, выявлены еще два *первичных ореола* с содержанием Au – 0,002–0,008 г/т и площадью 300×2 000 м (IV-4-23) и Au – 0,001–0,003 г/т, Ag – 0,2–3 г/т и площадью 600×2 000 м (IV-4-25), а также в пробе халцедоновидного кварца на склоне г. Брусничная определены Au – до 0,188 г/т и Ag – до 0,8 г/т. В контуре участка находятся 2 гидрогеологические скважины по рр. Элигин и Горан глубиной по 70 м [110], также вскрывшие обохренные ороговикованные сланцы с пиритом и жилами кварца (0,1–0,6 м). Спектральным анализом в керновых пробах и сухом (солевом) остатке воды определены (%): Cu – 0,001–0,006, Pb – 0,002–0,01, Mo – 0,0001–0,0003, Zn – 0,006–0,008 и Ag – 0,4–3 г/т. Эти элементы присутствуют и в воде, в растворенном состоянии (мкг/л): Cu – 3–4, Mo – 1–3, Pb – 20–40, Zn – 20–60 и Ag – 0,8–1. В аллювиальных отложениях рр. Элигин (7 шлихов) и Горан (2 шлиха), в 3–4 км к югу за границей площади, установлены шлиховые потоки золота от 1 до 3 знаков в форме окатанных и полуокатанных пластинок размером 0,4×2 мм [88]. Поисковая оценка участка Элигин неоднозначна и требует проведения дополнительных исследований. Благоприятное структурное положение в экзоконтакте крупного гранитного массива, приуроченного к Истокской кольцевой структуре (около 8 км), активная тектоника в зоне астайского глубинного разлома, наличие многочисленных комплексных геофизических аномалий, природа которых связывается с объемной сульфидизацией и углефикацией пород, все это указывает на определенные перспективы участка для поисков более глубинных источников золоторудной минерализации золото-кварц-сульфидного и золото-кварцевого типов.

На *Правотельнинском участке* (в районе Верхнетельной отработанной россыпи за контуром листа) проведены поисковые маршруты с отбором точечных проб по свалам измененных окварцованных брекчий гнейсогранитов и обохренного кварца, донное и шлиховое опробование. В двух *шлихах* (из 9) определены 2 и 15 знаков золота в виде полуокатанных пластинок размером 0,05×0,15×0,25 мм (III-4-7), а в точечных пробах отмечаются низкие содержания (в %): Cu – 0,002–0,003, Zn и Pb – 0,003–0,006, Mo – 0,0001–0,0005 и Ag – 0,1 г/т. Коренных источников золота не установлено, но предполагается наличие техногенных россыпей по водото-

кам, дренирующим хр. Приисковый, с линейной продуктивностью до 42 кг/км:

– по р. Чукчанка (II-4-3) $1,8 \text{ км} \times 42 \text{ кг} \times 0,5 = 38 \text{ кг}$;

– по р. Прав. Тельная (III-4-8) $2,5 \text{ км} \times 42 \text{ кг} \times 0,5 = 52 \text{ кг}$.

На участке Широком (левобережье р. Удунгушка) на площади $2 \times 6 \text{ км}$ выполнены поисковые маршруты, донное и шлиховое опробование по падям Широкая и Гужирта. Золото определено лишь в одном шлихе (из 18) по руч. Гужирта – одно зерно размером $0,1 \times 0,17 \text{ мм}$ и в четырех донных пробах (из 78) – от 0,002 до 0,005 г/т. Участок на золото интереса не представляет.

Таким образом, на площади листа М-48-IV установлены прямые признаки как россыпной, так и коренной золотоносности. Россыпи золота локализованы в благоприятных участках долин Приморского хребта (Ангаро-Котинская золотоносная площадь) и хр. Хамар-Дабан (Приисковый отрог). Наличие на площади россыпей является прямым индикатором коренных источников золота.

СЕРЕБРО

На территории отмечаются отдельные аномальные точки с повышенным содержанием серебра (1–50 г/т), в парагенезисе с золотом (*проявления Осередыш, Изгиб*), вторичные геохимические ореолы с Ag – от 0,1 до 0,5 г/т (9 шт.) и потоки рассеяния Ag – от 0,1 до 3 г/т (7 шт.), приуроченные к окварцованным сульфидизированным сланцам темникской и астайской свит на водораздельной части хр. Хамар-Дабан.

Геохимические ореолы установлены в основном в восточной части площади. Наиболее крупные ореолы тяготеют к полям метапород на правобережье р. Мишиха (III-3-3), в бассейнах рек Бурятская–Каменистая (IV-3-2), Элигин (IV-3-17), верховьях Прав. Мишихи (IV-4-17) и между-речья Холяторка–Удунгушка (IV-4-9). Их размеры составляют $(2-5) \times (4-10) \text{ км}$, содержание Ag – от 0,1 до 0,5 г/т.

Здесь же по р. Горан установлен наиболее контрастный геохимический поток серебра (IV-4-28) протяженностью 4 км с концентрацией 0,1–3 г/т. Кроме того, в скв. 16 [110] по р. Горан в прожилке (8 см) кварца с сульфидами среди черных углеродистых сланцев в интервале 20,0–21,8 м определены: Ag – 3 г/т, Pb, Cu и Zn – от 0,003 до 0,008 %, а в водной пробе из скважины – Ag – 0,8 мкг/л, Mo – 1 мкг/л, Cu – 3 мкг/л, Pb – 30 мкг/л и Zn – 60 мкг/л. Остальные потоки с повышенным содержанием серебра (0,1–0,5 г/т) находятся в западной части листа, как правило, в устьях рек, размывающих неогеновые отложения.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Проявлений радиоактивных элементов на территории не установлено, выявлены лишь не представляющие интереса радиоактивные аномалии, наземные интенсивностью от 60 до 300 мкР/ч точечно-гнездового характера и аэроаномалии (23р, 24р и 38р) преимущественно ториевой природы, оцененные отрицательно [105, 147].

Отмечаются непротяженные (1,5–2 км) шлиховые потоки (5 шт.) радиоактивных минералов – торита и ортита от знаков до весовых концентраций ($3-70 \text{ г/м}^3$), пирохлора и танталониобатов – в знаках и редких знаках. Они связаны с небольшими жилами пегматитов в верховье р. Быстрая (III-3-5), на левобережье Бол. Ивановки (III-4-21), в среднем течении Лев. Мысовки (III-4-27), на правобережье Прав. Мысовки (III-4-19) и в верховье р. Тихая (IV-3-18).

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Группу неметаллических полезных ископаемых представляют химическое сырье (флюорит, флюсово-цементные известняки), минеральные удобрения (апатит), керамическое и огнеупорное сырье (силлиманит), абразивные материалы (гранат), горнотехническое сырье (мусковит) и строительные материалы (граниты, известняки, доломиты, мергели, глины кирпичные, сланцы кровельные, ПГМ, строительные и формовочные пески).

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

ФЛЮОРИТ

Флюоритовая минерализация проявлена в виде маломощных (0,5–1 см) кварц-флюоритовых

прожилков в зонах дробления северо-восточного простирания среди карбонатно-силикатных сланцев темникской свиты и гранитоидов позднеджидинского комплекса. На площади установлены два пункта минерализации флюорита: *Хасуртайское* (IV-4-22) и *Братское* (IV-4-26), не имеющих практического значения [106].

ИЗВЕСТНЯК

К сырью для производства цемента и флюсовых добавок относятся породы *Малокадильнинского месторождения* (I-1-19), разведанного в 1955 г., с запасами по кат. C_1 – 69,4 млн т и C_2 – 32,6 млн т [124]. В строении месторождения принимают участие породы улунтуйской и качергатской свит рифея: доломиты, доломитизированные известняки (1 300 м), водорослевые и кристаллические известняки (до 300 м), песчаники и сланцы (20 м) и мраморизованные известняки (80 м). Продуктивная пачка состоит из чередования темно-серых мелкозернистых массивных водорослевых и кристаллических известняков (30 %) с маломощными прослоями доломитизированных разновидностей и разделяется на озагиевые, колланиевые и кристаллические разновидности. Химико-минералогическая характеристика (в %):

– озагиевые известняки: MgO – 0,67, CaO – 52,0–54,46, н. о. – 0,82–1,2, CaCO₃ – 94,8–97,1, MgCO₃ – 1,38–1,66;

– колланиевые известняки: MgO – 0,6–1,84, CaO – (51,15–59)–92, н. о. – 1,02–2,03, CaCO₃ – 94,98–93,5, MgCO₃ – 1,4–2,86;

– кристаллические известняки: MgO – 0,3–1,96, CaO – 50,63–54,89, P₂O₅ – 0,28–2,02, CO₂ – 0,0–2,92, н. о. – 0,0–0,7 и п.п.п. – 42,2–43,52.

Качество известняков соответствует кондициям и требованиям ГОСТа на карбонатные породы для цементной промышленности.

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

АПАТИТ

Мысовское проявление апатита (IV-4-3) [122] приурочено к Верхнемысовскому габбро-диоритовому массиву монотойского комплекса, в котором апатит присутствует в виде аксессуарного минерала в количестве до 8 %. По химическому анализу (50 проб) содержание P₂O₅ в породах не превышает 1,5 %, и перспективы массива на апатитовое сырье оценены отрицательно. Наличие апатита устанавливается в шлихах (до 100 г/м³) в верховье рек Холяторки и Лев. Мысовки.

КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫЕ МАТЕРИАЛЫ

СИЛЛИМАНИТ

К этому виду сырья относятся ранее оцененные отрицательно на глинозем [86, 87, 90, 105, 137, 149] ввиду низких содержаний Al₂O₃ (не более 19 %) восемь *проявлений* силлиманита (III-1-7, 9; III-4-18; IV-1-5, 8, 12; IV-2-6, 10), приуроченных к метаморфическим породам уланбургасского (?) комплекса, которые широко развиты в юго-западной части площади. Все проявления практически однотипны и представляют собой отдельные гнезда, линзы и горизонты силлиманит-сланцев в толще гранат-биотитовых и двуслюдяных сланцев и гнейсов, прорванных маломощными (0,15–1,2 м) жилами пегматитов с гнездами торита, ортита и пирохлора (?). Мощность силлиманитовых горизонтов колеблется от 0,5 до 50–80 м, протяженность по простиранию – 100–300 м. Силлиманит представлен призматическими кристаллами и волокнисто-игольчатым фибролитом в количестве от 9 до 20 %, иногда совместно с дистеном и андалузитом.

АБРАЗИВНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

ГРАНАТ

В небольших по размерам ксенолитах скарнированных карбонатно-сланцевых тем-

никской свиты в приконтактовой зоне с гранитами установлены 3 пункта минерализации граната: *Верхнетельный* (III-4-5), *Левомысовский* (III-4-10) и *Клюевский* (III-4-16). Гранат присутствует в виде густой вкрапленности (35–45 %), тонких просечек (3–15 мм) и линзовидных выделений ((1–2)×20 см), представленных буровато- и малиново-красным альмандином мелкозернистого строения. Из-за малых параметров эти пункты минерализации практической ценности не представляют.

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

МУСКОВИТ

На площади установлено 14 проявлений пегматитовых жил с мусковитом [86]: *Переемое* (III-1-8), *Отбросок* (III-2-7), *Ушаковское* (III-2-8), *Осиновое* (III-2-11), *Правомысовское* (III-4-20), *Осиновка-1, 2 и 3* (IV-1-11, 6, 7), *Аносовское* (IV-1-16), *Рассохинское* (IV-1-14), *Правовыдринское* (IV-1-17), *Выдринское* (IV-1-20), *Верхнепереемое* (IV-1-21) и *Бурятское* (IV-3-20). Пегматитовые жилы залегают среди двуслюдяных гнейсов и сланцев уланбургасского (?) комплекса, в зоне экзоконтакта с массивами гнейсогранитов хамардабанского комплекса. Мощность жил колеблется от 0,5 до 4,15 м, протяженность – от 5 до 30 м. Пегматиты в разной степени насыщены мелкими (2×5 см) и крупными (15×20 см) чешуями и мятыми пластинами мусковита. В ряде проявлений (Переемое, Осиновое, Осиновка-2 и 3, Аносовское, Правовыдринское и Верхнепереемое) в зальбандах пегматитовых жил отмечается вкрапленность черного турмалина – шерла и редкие пластинчатые кристаллы желтого, желто-розового и медово-желтого топаза. На Правомысовском проявлении минералогическим анализом в пегматитах установлены танталониобаты, торит, ортит и шеелит. Все проявления оценены отрицательно на мусковит [86, 90, 92, 118], а специально на драгоценный камень не изучены.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

ГРАНИТ

Клюевское месторождение гранитов (II-4-5) [105] находится в 2 км к востоку от ст. Клюевка, вблизи линии железной дороги и эксплуатировалось при ее строительстве для добычи бутового камня и щебеночного балласта. Месторождение представлено мелкозернистыми гнейсовидными биотитовыми и лейкократовыми гранитами хамардабанского комплекса. Сведений по лабораторным испытаниям гранитов не имеется.

Мишихинское месторождение гранитов (III-3-1) [105] расположено в 5 км к востоку от ст. Мишиха вблизи линии железной дороги. Месторождение представлено мелко-крупнозернистыми гранитами позднеджидинского интрузивного комплекса. Граниты использовались на строительстве железной дороги, выдерживают сильное сопротивление сжатию (1 535 кг/см²), после 25-кратного замораживания среднее временное сопротивление составляет 1 320 кг/см². Месторождение не эксплуатируется.

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

ИЗВЕСТНЯК

Средние по запасам месторождения известняков [82, 120]: *Большекадильнинское* (I-1-26), *Ушканье* (I-2-1) и *Безымянное* (I-2-2) находятся на северо-западном побережье Байкала и связаны с отложениями улунтуйской свиты рифея, сложенной слоистыми пачками кристаллических и водорослевых известняков, доломитов и терригенных сланцев. Мощность карбонатных пород крайне не выдержана и колеблется от 5 до 100 м. Содержание в известняках MgO составляет от 0,6 до 4 %. Качество известняков соответствует кондициям на карбонатные породы для производства цемента, воздушной извести, строительного камня.

ДОЛОМИТ

Мысовское месторождение доломитов (II-4-1) [105] расположено к востоку от г. Бабушкин,

вблизи линии Восточно-Сибирской железной дороги. Месторождение приурочено к ксенолиту карбонатных пород (доломиты, доломитизированные известняки) темникской свиты, залегающих среди гнейсогранитов хамардабанского комплекса. Мощность горизонтов карбонатных пород колеблется от 30 до 300 м. Пласт доломита с азимутом падения 170–180° под $\angle 30\text{--}45^\circ$ прослежен по простиранию на 800 м и имеет ориентировочные запасы по кат. С₂ около 147 млн т. Средний химический состав карбонатных пород по 29 пробам следующий (%): СаО – 35,89, MgO – 17,58, Н₂О₅ – 0,068, SiO₂ – 1,47, R₂O₃ (Fe, Al) – 0,72, п.п.п. – 45,04. Доломиты и доломитизированные известняки месторождения могут использоваться для производства огнеупоров, цемента, доломитизированной воздушной извести.

МЕРГЕЛЬ

Переемнинское (III-2-23) и *Половинкинское* (III-2-19) проявления мергелей [105] локализируются в песчано-глинистых отложениях танхойской свиты олигоцена–миоцена. Мергели образуют маломощные пласты (0,2–0,5 м), падающие на север под углом 20–28°. Химический состав мергелей (в %): СаО – 29,8, MgO – 1,28, SiO₂ – 22,45, Fe₂O₃ – 3,6, Al₂O₃ – 12,1, Na₂O – 0,38, п.п.п. – 29,2. Мергель пригоден для производства цемента. Проявления из-за малых запасов интереса не представляют.

ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ

ГЛИНЫ КИРПИЧНЫЕ

На площади листа выявлено 12 месторождений глин. Почти все месторождения – *Дулихинское* (III-1-26), *Шестипалихинское* (III-1-20), *Осиновское* (III-1-10), *Танхойское* (III-1-13), *Нижне-Осиновское* (III-1-14), *Переемнинское* (III-2-17), *Ушаковское* (III-2-13), *Мишихинское* (III-3-19), *Чукчанское* (II-4-9) и *Клюевское* (III-3-3), связаны с палеоген–неогеновыми отложениями юго-восточного побережья Байкала и только два из них – «271-й км» (III-1-16) и *Мысовское* (II-4-12), приурочены к современным террасовым отложениям [105]. Мощность пластов глин измеряется от 0,5–2,7 до 13,2 м. Глины дочетвертичных отложений желтовато-коричневые, голубые, серо-зеленые, темно-серые, а четвертичные – более светлые желтоватых и зеленоватых тонов. По данным лабораторных испытаний глины пригодны для использования в производстве строительного кирпича и керамзита (с органическими добавками), а глины месторождений Нижне-Осиновского и Чукчанского – для производства цемента, черепицы и пустотелых блоков. Запасы наиболее крупного Мысовского месторождения составляют около 3 млн м³ [149]. В настоящее время все месторождения, кроме Мысовского, не эксплуатируются.

СЛАНЦЫ КРОВЕЛЬНЫЕ

Кадильнинское месторождение кровельных сланцев (I-1-25) [82] расположено в нижнем течении р. Бол. Кадильная и связано с отложениями качергатской свиты верхнего рифея. Песчано-алевролитовые и глинистые сланцы серого цвета тонкослоистые с трещинами кливажа, образуют выдержанный пласт мощностью 2 м. Сланцы легко разделяются на тонкие плитки, сверлятся и пробиваются без сколов и разлома. Запасы месторождения составляют 27 000 м³ [53].

ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

ПЕСЧАНО-ГРАВИЙНЫЙ МАТЕРИАЛ

Месторождения песчано-гравийного материала «268-й км» (III-1-18), «271-й км» (*Шестипалиха*) (III-1-17), «272-й км» (III-1-25), *Малоосиновское* (III-1-15) и *Мишихинское* (III-3-17) связаны с четвертичными аллювиальными и озерными отложениями [105]. Мощность продуктивных отложений на месторождениях колеблется от 1 до 2 м. Среди песчаного материала преобладает фракция 0,25–0,5 мм, содержание гравия и гальки колеблется в пределах 6–70 %. При приближении к северным склонам хр. Хамар-Дабан значительно увеличивается валунистость отложений. Запасы месторождений оценены по кат. В и С₁ в количестве (тыс. м³): «268-й км» – 300, «271-й км» – около 300, «272-й км» – 140, Малоосиновское – 1 000 и Мишихинское – 250. Все месторождения эксплуатировались при строительстве железной дороги, в настоящее время законсервированы.

ПЕСОК СТРОИТЕЛЬНЫЙ

На территории известны два месторождения строительных песков – *Ивановское* (II-3-1) и *Мысовское* (II-4-11), приуроченные к отложениям танхойской свиты [105]. Пески мелко-среднезернистые светло-серые, желтовато-серые по составу полимиктовые, с повышенным содержанием (до 1,5 %) окиси железа. Мощность пластов песка достаточно выдержана от 4,5 до 5 м, мощность наносов – 0,4–0,6 м. Пески используются в небольших объемах для строительных работ в кладочных и штукатурных растворах.

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ПЕСОК ФОРМОВОЧНЫЙ

Два месторождения формовочных песков – *Клюевское* (II-4-17) и *Осиновское* (II-4-15) также связаны с палеоген–неогеновыми отложениями танхойской свиты [105]. Они характеризуются незначительной вскрышей (не более 2 м) и представлены мелкозернистыми кварцевыми и аркозовыми песками с незначительной примесью полевых шпатов и слюд. Мощность пластов колеблется от 5 до 7,5 м. Химическим анализом в песках установлены высокие содержания окиси железа 0,4–1,44 %, вследствие чего они не пригодны для стекольного производства, но могут использоваться как формовочный материал, а также в строительных работах и для отощения глин.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Общая характеристика и химический состав подземных вод приведены в главе «Гидрогеология». В данном разделе дается более подробная информация по микрокомпонентам минеральных радоновых и сероводородных источников и питьевых вод действующих водозаборов.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ЛЕЧЕБНЫЕ ВОДЫ

РАДОНОВЫЕ

Разгрузка подземных вод на территории происходит в виде многочисленных нисходящих слаборадоновых источников с $pH=5,8-6,9$ и незначительной минерализацией (0,08–0,15 г/л) [110]. Концентрация радона – от 130 до 362 Бк/л: *родник 166* (I-1-7) – Rn – 133 Бк/л, *родник 812* (II-4-7) – Rn – 207 Бк/л, *родник 138* (III-3-6) – Rn – 196 Бк/л, *родник 139* (III-4-23) – Rn – 222 Бк/л, *родник 1055* (III-4-22) – Rn – 270 Бк/л, *родник 1049* (III-4-28) – Rn – 178 Бк/л, *родник 1033* (IV-3-4) – Rn – 130 Бк/л, *родник 785* (IV-3-16) – Rn – 126 Бк/л, *родник 735* (IV-3-21) – Rn – 222 Бк/л, *родник 384* (IV-4-8) – Rn – 285 Бк/л, *родник 385* (IV-4-12) – Rn – 237 Бк/л, *родники 420, 421 и 804* (IV-4-15, 16, 20) – Rn – 352, 360 и 362 Бк/л. Все родники находятся в горной части площади, вдали от населенных пунктов и какого-либо негативного влияния на здоровье людей не оказывают.

СЕРОВОДОРОДНЫЕ

Родники восходящего типа обнаружены в долинах рек Осиновка (вблизи пос. Танхой) – *родник 102* (III-1-1); Переемная – *родник 123* (III-1-5); Аносовка – *родник 131* (IV-1-4) и Мишиха – *родники 145* (III-3-13) и *143* (IV-3-3), разгрузка которых осуществляется субаквально в виде пузыристых грифонов. Вода родников теплее речной на 3–5°, имеет сильный зловонный запах тухлых яиц (бумажный индикатор на H_2S хорошо чернеет), содержит значительное количество Fe^{+2} , которое в 15–20 м ниже родника окисляется в Fe^{+3} с выпадением обильного осадка рыжего цвета вдоль бортов долины (до 100 м). Воды по составу сульфатно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые, на бальнеологические свойства не изучались.

ПИТЬЕВЫЕ ВОДЫ

ПРЕСНЫЕ

Мысовское месторождение (II-4-13) [108] находится в г. Бабушкин. На месторождении эксплуатируется горизонт слабонапорных надмерзлотных вод водоносного комплекса неогеновых отложений, представленных галькой, валунами с песком и супесчаным заполнителем, с суммарной производительностью до 1 550 м³/сут. По химическому составу питьевая вода соответствует нормированному качеству СанПиН 2.1.4.1074-01, мягкая или умеренно жесткая (1,0–2,2 мг-экв/л). Минерализация не превышает 0,2 г/л, но в некоторых скважинах здесь отмечается высокое содержание железа – 2,6–5 мг/л (до 3 ПДК) и алюминия – 0,28–0,98 мг/л (до 5 ПДК).

На малых железнодорожных станциях и в пос. Танхой для питьевых нужд используются пластовые напорные (+0,4÷13 м) воды неогеновых отложений на пунктах водопотребления, представленных одиночными эксплуатационными скважинами: *Клюевская* (II-4-16) с дебитом 980 м³/сут, *Дулихинская* (III-1-21) с дебитом 190 м³/сут, *Танхойская* (III-1-12) с дебитом 600 м³/сут, *Переменная* (III-2-21) с дебитом 216 м³/сут, *Малиновская* (III-2-18) с дебитом 78 м³/сут, *Мишихинская* (III-3-20) с дебитом 980 м³/сут и *Коврижка* (III-3-16) с дебитом 492 м³/сут [143].

По сложности гидрогеологических условий все месторождения подземных вод относятся ко II группе. По химическому составу воды гидрокарбонатные натриево-кальциевые с минерализацией – 0,06–0,1 г/л, общей жесткостью – 0,6–0,8 моль/м³ и pH – 7,7–7,8. Концентрация микрокомпонентов не превышает предельно допустимых норм, предусмотренных государственными стандартами для питьевых вод (ГОСТ 2874-82 «Вода питьевая»). Пластовые воды неогеновых осадков достаточно защищены от загрязнения с поверхности и отвечают категории экологически чистых подземных вод питьевого качества и относятся к слабо минерализованным природным столовым водам (за исключением Танхойского месторождения, где отмечается высокое содержание железа >0,3 мг/л).

Кроме подземных водозаборов, в г. *Бабушкин* (II-4-10) [116] и пос. Танхой имеются участки эксплуатации поверхностных вод оз. Байкал. На площади листа озеро представлено Южно-Байкальской котловиной площадью 2 512 км² и глубиной до 1 490 м (средняя глубина – 916 м). Запасы воды в котловине составляют 2 300 км³, в т. ч. глубинной самой чистой (ниже 300 м) – 1 135 км³. По данным Лимнологического института СО РАН вода байкальская соответствует мировым стандартам воды высшего качества (табл. 3), в ней нет токсичных тяжелых металлов и органических соединений, фиксируются весьма низкие (фоновые) концентрации железа, нитратов, нитритов и сульфатов, а также необходимо сбалансированное количество природных биогенных макро- и микроэлементов и высокое содержание кислорода [111, 116].

Таблица 3

Стандарты питьевой воды

Компоненты	ЕЭС	Россия, ГОСТ «Вода питьевая»	ВОЗ, 1994 г.	США, вода бутилированная	Швейцария, вода высшего качества	«Вода Байкала»
Хлориды, мг/л	200	250	250	250	20	0,5
Сульфаты, мг/л	200	250	250	250	10	5,4
Кальций, мг/л	270				40	17
Магний, мг/л	50				5	3,4
Натрий, мг/л	150	200	200		20	3,4
Калий, мг/л	12				10	0,9
Алюминий, мг/л	0,2				0,05	0,003
Сухой остаток, мг/л	1 500	1 000	1 000		100	96
Фтор, мг/л	-	-	1,5	2,4	-	0,2
Нитраты, мг/л	50	45	50	10	25	0,4
Нитриты, мг/л	0,1	3	3		0,01	0,005
Аммоний, мг/л	0,5	0,2			0,05	<0,02
Нефтепродукт, мкг/л	10				0,1	
Фенолы, мкг/л	5	1			0,5	<0,1
Железо общ., мкг/л	3 000	300	300	300	50	0,005
Марганец, мкг/л	50	100	500	50	20	0,6
Медь, мкг/л	1 500	1 000	2 000	1 000	50	0,3
Цинк, мкг/л	5 000	300	3 000	5 000	100	0,5
Мышьяк, мкг/л	50	10	10	50	2	<1
Кадмий, мкг/л	5	1,0	3	10	0,5	0,02

Окончание табл. 3

Компоненты	ЕЭС	Россия, ГОСТ «Вода питьевая»	ВОЗ, 1994 г.	США, вода бу- тилированная	Швейцария, вода высшего качества	«Вода Байкала»
Хром, мкг/л	50	50	50	50	1	<0,2
Ртуть, мкг/л	1	0,5	1	2	0,1	<0,1
Свинец, мкг/л	50	10	10	50	0	0,05
Селен, мкг/л	10	10	10	10	1	0,5
Барий, мкг/л		100	700	100		10,1
Бор, мкг/л		500	300			8,8
Никель, мкг/л		100	20			<2
Стронций, мкг/л		700				110
Сурьма, мкг/л			5			<1

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Территория листа М-48-IV по [6, 32 и др.] является составной частью Саяно-Байкальской складчатой области Центрально-Азиатского складчатого пояса, примыкающего по глубинным разломам к южной окраине Сибирской платформы в виде разновозрастных блоков. Одним из таких блоков с высокометаморфизованными комплексами каледонид является Хамардабанская зона, охватывающая южную часть листа. Минерагению Хамардабанской складчатой зоны определяют нижнепалеозойские флишеидные углеродисто-карбонатно-терригенные формации, позднепалеозойский коллизионный внутриплитный магматизм и ультраметаморфизм, а также позднепермские, мезозойские и кайнозойские рифтогенные образования. Главной особенностью Хамардабанской зоны является полихронный полифациальный зональный метаморфизм, достигающий высокотемпературной амфиболитовой, а местами и гранулитовой фаций [52,76]. На площади листа выделяются **Темник-Итанцинская** (PZ₁₋₃), **Селенга-Витимская** (PZ₃-MZ) и **Байкальская** (KZ) минерагенические зоны (МЗ).

На северном берегу Байкала известны фрагменты древнего архейского Шарыжалгайского блока краевого выступа Сибирской платформы, часть перикратонного прогиба, сложенного мощными морскими рифейскими дислоцированными отложениями байкальской серии и континентальными образованиями юрского Присаянского угленосного прогиба. Эти фрагменты входят в **Шарыжалгайскую** (AR-PR), **Прибайкальскую** (RF) и **Присаянскую** (MZ) минерагенические зоны.

Шарыжалгайская МЗ (1 Fe,(TR)/AR-PR) захватывает небольшую часть территории листа на северо-западном побережье Байкала, в пределах выходов древних кристаллических пород фундамента платформы. Основные полезные ископаемые: железо (за пределами листа) и редкие элементы (TR). Перспективы ее ограничены находками единичных пегматитовых жил с пироксеном и бериллом в гнейсах жидойской толщи.

Прибайкальская МЗ (2 Zn,Pb/RF) приурочена к рифейским отложениям Прибайкальского перикратонного прогиба, протягивающегося вдоль западного побережья оз. Байкал, которые в северо-западном Прибайкалье вмещают стратиформные сингенетично-эпигенетические свинцово-цинковые месторождения. Оруденение проявлено преимущественно в виде пластообразных согласных залежей массивных, полосчатых и прожилково-вкрапленных руд среди карбонатно-терригенных пород голоустенской и улунтуйской свит байкальского комплекса рифея. Однако в пределах площади листа минерагеническая зона не несет продуктивной рудной минерализации, за исключением месторождений химически чистых известняков и доломитов в карбонатных пачках верхнего рифея.

Присаянская МЗ (3 Au,УК/MZ) связана с системой мезозойских впадин Присаянского угленосного прогиба, наложенных на рифейские образования. Здесь выделен *Ангаро-Котинский золотоносный узел* (3.0.1 Au). Основным металлотектом ее являются валунно-галечные конгломераты нижней-средней юры с повышенным содержанием в цементе кластогенного золота от 0,01 до 0,65 г/т. Прогнозные ресурсы площади на коренное золото оцениваются авторами по кат. P₃ – до 38 т. Проведенные исследования показывают, что обнаружение здесь крупного рудного объекта маловероятно, но не исключена возможность выявления систематическим опробованием и разведочными работами обогащенных частей разреза с «богатыми струями» золота. Необходимо обратить внимание на возможность обнаружения эпитермальной кварц-золоторудной минерализации, выявленной в юрских отложениях на смежной Бураевской площади, а также в кварцевой гальке конгломератов, количество которой местами достигает 15–30 %.

Юрские золотоносные конгломераты являлись возможным источником образования россыпей и накопления золота в современных аллювиальных отложениях долин многочисленных водотоков, дренирующих Приморский береговой хребет. Эти россыпи большей частью отработаны, однако по большинству долин могут представлять определенный интерес как техноген-

ные россыпные месторождения с общими ресурсами золота по кат. P₂ в количестве 1,62 т и P₃ – 1,09 т (табл. 4).

Таблица 4

Прогнозные ресурсы рудного и россыпного золота Ангаро-Котинского золотоносного узла (по листу М-48-IV)

№ п/п	Название рудной площади, россыпи	Площадь, км ² ; длина, км	Продуктивность, кг/км ² ; кг/км	Коэфф. вероятности	Прогнозные ресурсы, т (кг)	
					P ₂	P ₃
1	Золото рудное, т	150 км ²	500 кг/км ²	0,5	-	38
2	Золото россыпное, кг (15 россыпей)	96,8 км	56 кг/км	0,5	1 618	1 092

Решением НРС ВСЕГЕИ Ангаро-Котинский узел оставлен в разряде перспективных объектов на россыпное золото. Ресурсы рудного золота кат. P₃ – 38 т не утверждены, в связи с его ожидаемыми низкими содержаниями.

Темник-Итанцинская МЗ (4 Fe, Au/PZ₁₋₃) охватывает основную часть территории листа, включая северный и южный склоны хр. Хамар-Дабан. Хамардабанское поднятие (антиклинорий?) сложено в основном углеродисто-карбонатно-терригенными отложениями темникской и астайской свит кембрия–ордовика (?), гранитоидами позднеджидинского и хамардабанского комплексов и метаморфическими образованиями позднего палеозоя. Определяющими здесь являются мелкие скарново-железорудные месторождения *Мысовского рудного узла* (РУ) (4.0.2 Fe, (Au)) и золоторудные (гидротермально-метаморфогенные?) проявления *Мишихинского РУ* (4.0.1 Au), второстепенное значение имеют высокоглиноземистые силлиманитовые сланцы, слюдоносные пегматиты, иногда с топазом и турмалином, и месторождения (за пределами площади) химически чистых кварцитов, апатита, графита.

Наибольший практический интерес представляют золоторудные проявления. Рудопроявления приурочены к стратифицированным карбонатно-терригенным отложениям, подвергшимся в позднем палеозое термальной структурной и вещественной переработке на коллизионной стадии. Формирование большинства золоторудных месторождений складчатых поясов традиционно связывается с магматическими и метаморфическими процессами на разных этапах их развития. В частности золотоносность Западного Забайкалья во многом определяется тектоникой региона, особенностями геологического развития и геодинамикой его отдельных блоков. С коллизионными процессами связывается формирование крупных батолитоподобных массивов гранитоидов позднеджидинского (витимканского) комплекса, с которыми устанавливается связь золоторудных месторождений золото-сульфидно-кварцевой и золото-кварцевой формаций. Золотоносными являлись предположительно растворы магматического генезиса, связанные с гибридными образованиями (возможно монзониты ранней фазы) на фронте становления гранитных массивов (в купольной части) с вмещающими породами. Роль последних в рудогенезе благоприятна по составу (углеродисто-карбонатно-терригенные) и определяется их «донорными» свойствами как потенциальных дополнительных источников рудных компонентов (Au, Ag). Окончательное формирование прожилково-вкрапленных рядовых руд и жильного кварц-сульфидно-золотого оруденения происходит за счет метаморфогенно-гидротермальной мобилизации рудного вещества в связи с гранитными интрузиями позднеджидинского (311 млн лет) и хамардабанского (307 млн лет) комплексов.

По наличию золота (в шлихах, сколках и донных пробах), халькофильных элементов и серебра в 2–7 раз выше кларковых содержаний в поле развития ксенолитов метаморфизованных углеродисто-карбонатно-терригенных отложений в пределах МЗ выделен *прогнозируемый Мишихинский золоторудный узел* на площади 600 км², тяготеющий к рудоконтролирующей зоне субмеридионального Мишихинского разлома. В этой зоне локализованы два золоторудных проявления – Изгиб и Осередыш, к ней тяготеют развалы обломков обохренного, ноздреватого кварца (с пиритом и лимонитом), штуфными пробами в котором установлено золото от 0,002 до 36 г/т. Отдельные свалы кварца и кварцевые жилы небольшой мощности со слабой золотоносностью – 0,002–0,188 г/т (участок «Элигин») наблюдаются в черносланцевой пачке астайской свиты на водоразделе хр. Хамар-Дабан, в экзоконтактовой части массива гранитоидов позднеджидинского комплекса, с которым связываются обширные поля контактового воздействия. В пределах гранитного массива и зоны Астайского разлома северо-восточного простирания, в верховьях ручьев Левый и Правый Исток, отчетливо выделяется Истокская кольцевая (котловинная) структура до 8–8,5 км в поперечнике. К этой кольцевой структуре (в обрамлении) приурочены литохимические слабоконтрастные (до 2–5 кларков) аномалии (г/т): молибде-

на – 3–15, олова – 3–8, серебра – 0,08–0,2, цинка – 80–200, лития – 50–200, циркония – 200–500 и фосфора – 600–1 500. Эти выявленные участки золоторудной минерализации и геохимические аномалии золота и сопутствующих элементов в совокупности определяют границы рудного узла, в составе которого выделено три прогнозируемых рудных поля:

– *Правомишихинское* (4.0.1.1 Au) на площади 72 км² (6×12 км) с золоторудным проявлением Осередыш с содержанием Au до 15 г/т, прогнозные ресурсы Au кат. P₃ – 36 т;

– *Левомишихинское* (4.0.1.2 Au) на площади 96 км² (8×12 км) с золоторудным проявлением Изгиб с содержанием Au до 36,1 г/т, прогнозные ресурсы Au кат. P₃ – 48 т;

– *Элигинское* (4.0.1.3 Au) на площади 98 км² (6,5×15 км) с многочисленными геохимическими аномалиями (в сколках) Au – от 0,002 до 0,1 г/т и Ag – от 0,1 до 6 г/т, прогнозные ресурсы Au кат. P₃ – 49 т.

Суммарные прогнозные ресурсы Мишихинского РУ, рассчитанные по методике ЦНИГРИ (2002 г.), оцениваются в 150 т по кат. P₃ (см. табл. 5).

Таблица 5

Прогнозные ресурсы рудного и россыпного золота Темник-Итанцинской МЗ (по листу М-48-IV)

№ п/п	Название рудного узла, рудного поля, проявления, россыпи	Площадь, км ² ; длина, км	Продуктивность, кг/км ² ; кг/км	Кэфф. вероятности	Прогнозные ресурсы, т (кг)	
					P ₂	P ₃
Золото рудное (т)						
1	<i>Мишихинский РУ</i> , в т. ч.:	600 км ²	500	0,5	-	150
2	Правомишихинское рудное поле	72 км ²	1 000	0,5	-	36
3	Левомишихинское рудное поле	96 км ²	1 000	0,5	-	48
4	Элигинское рудное поле	98 км ²	1 000	0,5	-	49
	Итого:					133
Золото россыпное (кг)						
5	Чукчанская	1,8	42	0,5	38	-
6	Правотельная	2,5	42	0,5	52	-
7	Рассоха	3,0	42	0,5	63	-
8	Левомишихинская нижняя (прогнозируемая)	3,5	42	0,5	-	74
9	Правомишихинская (прогнозируемая)	4,5	42	0,5	-	94
10	Каменистая (прогнозируемая)	1,2	42	0,5	-	25
11	Левомишихинская верхняя (прогнозируемая)	4,0	42	0,5	-	84
12	Бурятская (прогнозируемая)	2,0	42	0,5	-	42
	Итого:				153	319

НРС ВСЕГЕИ прогнозные ресурсы (кат. P₃) Мишихинского рудного узла по рудному золоту утверждены только по двум рудным полям – Правомишихинскому в количестве 12 т и Левомишихинскому – 18 т.

Селенга-Витимская МЗ (5 U,fl(Mo)/PZ₃-MZ) проявлена на юго-восточном склоне хр. Хамар-Дабан, в пределах Астайского глубинного разлома, где развиты поля субщелочных вулканитов алентуйской свиты и монзонит-лейкогранитов соготинского комплекса. Минерагеническая специализация этой площади представлена проявлениями урана, флюорита, а также молибденовой, оловянно-бериллиевой, серебро-полиметаллической (с золотом) минерализацией, которая генетически и пространственно связана с малыми интрузиями позднепермских гранит-сиенит-порфиров соготинского комплекса, а в пределах площади листа – гидрохимическими ореолами молибдена, выходами штоков высокорadioактивных гранитов и родников с высокой концентрацией радона. Также предполагается возможное перераспределением благородных металлов (Au, Ag) в Элигинском рудном поле, в пределах которого установлены геохимические аномалии золота и серебра и геофизические аномалии электропроводности (ЕП – 150–650 мВ) в зонах сульфидизации с повышенным содержанием подпочвенных паров ртути (96–154 пико-г/л).

Байкальская МЗ (6 УБ,Гз/КЗ) охватывает одноименную кайнозойскую рифтовую впадину. Впадина ограничена с севера Обручевским, а с юга – Хамар-Дабанским разломами и выполнена мощной толщей (до 7 км) терригенных осадков палеоген–четвертичного возраста, обогащенных органическим материалом. Минерагения кайнозойских отложений обусловлена наличием месторождений и проявлений *Танхойской угленосной площади* (6.0.2 УБ) по юго-восточному побережью оз. Байкал с прогнозными ресурсами по кат. P₃ в количестве 930 млн т [94], место-

рождений строительных материалов (ПГМ и кирпичные глины) и чистых питьевых вод, а также недавно выявленным геофизическими методами и глубоководным бурением газогидратным слоем метана в донных осадках мощностью 30–600 м. Газогидраты (ГГ) представляют интерес как потенциальные топливные ресурсы для энергетики и населения. При разложении одного объема ГГ образуется 180 объемов свободного газа [96]. По предварительным данным (скв. ВDP-97), удельная продуктивность ГГ на *прогнозируемой Южно-Байкальской газоносной площади* (6.0.1 Гз) составляет 57 млн м³/км², площадь ее по изобате дна озера 400 м равна 2 000 км². По расчетам В. В. Самсонова [130] в соседней Усть-Селенгинской депрессии плотность генерации углеводородного (УВ) газа в осадочной толще неогена варьируется в пределах (0,56–0,92) · 10⁹ м³/км², а плотность аккумулированного УВ газа в ловушках может составлять 130 млн м³/км². По предварительно рассчитанной удельной продуктивности для Южно-Байкальской котловины минимальные потенциальные ресурсы по метану составят: 2 000 км² × 57 · 10⁶ м³/км² = 114 млрд м³.

Кроме этого, в неогеновых отложениях местами в керновых пробах (скв. 37) отмечается повышенная золотоносность в содержаниях от 0,002 до 0,007 г/т, а также наличие потоков серебра в донных осадках водотоков, размывающих эти отложения. Рекомендуется дальнейшее изучение и оценка перспектив Южно-Байкальской впадины на углеводороды и золото.



ГИДРОГЕОЛОГИЯ

На площади листа М-48-IV выполнены гидрогеологическая съемка масштаба 1 : 500 000 [115], гидрогеологическая и инженерно-геологическая съемки масштаба 1 : 200 000 [110]. Последующие работы проводились на ограниченных площадях и имели узкоспециализированную направленность, в основном, для водоснабжения населенных пунктов.

Исследованная территория имеет сложное геологическое и гидрогеологическое строение, обусловленное в значительной мере активными неотектоническими движениями земной коры и связанными с ними разломами. На площади развита островная многолетняя мерзлота (междуречье Лев. Мишихи и Аносовки). Все это предопределяет сложность гидрогеологических условий и разнообразие типов подземных вод, как по условиям залегания, так и по составу.

Подземные воды исследованной территории подразделяются на следующие типы: грунтовые, артезианские и воды зон разрывных нарушений. По приуроченности к геологическим образованиям выделяется ряд групп водоносных комплексов: 1) порово-пластовые воды четвертичных отложений; 2) пластово-трещинные воды осадочных отложений; 3) трещинные воды вулканогенных, метаморфических и кристаллических пород; 4) трещинно-жильные воды тектонических зон (рис. 1).

ПОРОВО-ПЛАСТОВЫЕ ВОДЫ

Водоносный горизонт верхнеоплейстоцен–голоценовых аллювиальных отложений имеет ограниченное распространение на площади и приурочен к устьевым частям долин рек Переемная, Мишиха, Мантуриха, Аносовка, Черемшанка и др. Водовмещающими породами являются песчано-валунно-галечные отложения. Мощность обводненной части разреза составляет 3–7 м. Подземные воды комплекса грунтовые, преимущественно безнапорные, пресные; по химическому составу гидрокарбонатные кальциево-натриевые, магниево-кальциевые; минерализация – до 0,07 г/дм³. В настоящее время эти воды используются для питьевых целей из колодцев на станциях Мишиха и Танхой.

Водоносный комплекс средне-верхнеплейстоценовых озерных и ледниковых нерасчлененных отложений распространен на юго-восточном побережье Байкала в отложениях озерных террас (5–15 м), а также в ледниковых моренных образованиях. Водоносные породы представлены плохо сортированным валунно-галечно-песчано-глинистым материалом, галечниками, песками и глинами мощностью более 10 м. Воды грунтовые, преимущественно безнапорные, по химическому составу гидрокарбонатные, хлоридно-гидрокарбонатные, сульфатно-гидрокарбонатные со смешанным катионным составом. Общая минерализация не превышает 0,17 г/дм³. Уровень воды, в зависимости от рельефа местности, залегает на глубине от 1,3 до 15,4 м. Дебит колодцев и скважин варьирует от 0,28 до 0,83 л/с при понижениях от 1 до 29,9 м. Дебит родников – от 0,5 до 1,2 л/с. Амплитуда колебания уровня подземных вод в течение года составляет 0,75–5,5 м. В настоящее время воды комплекса используются для индивидуального водоснабжения на станциях Мишиха и Ключевка.

ПЛАСТОВО-ТРЕЩИННЫЕ ВОДЫ

Водоносный комплекс олигоцен–эоплейстоценовых осадочных отложений широко распространен по юго-восточному побережью оз. Байкал. Водовмещающие породы представлены валунно-галечными конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, бурым углем танхойской (до 1 200 м), осиновской (около 500 м) и галечниками шанхаихинской (до 100 м) свит. Различные литологические разновидности пород чередуются в разрезе, а присутствие глинистых прослоев обуславливает наличие нескольких водоносных горизонтов мощностью от

нескольких до десятков метров. Воды комплекса повсеместно напорные, величина напора по скважинам составляет от 0,6 до 89,1 м. Глубина появления воды колеблется в интервале 8,0–88,6 м, уровень устанавливается на глубинах от 14,0 до +0,45 и +13 м (скв. 15 на ст. Ключевка). Дебит скважин варьирует от 0,05 до 6,95 л/с, редко – до 14,64 л/с, родников – 0,02–0,7 л/с, иногда достигает 2,0–4,0 л/с. По химическому составу воды преимущественно гидрокарбонатные кальциево-натриевые, натриево-кальциевые, натриевые, кальциево-натриево-магниевые, реже – хлоридно-гидрокарбонатные с различным сочетанием катионов. Минерализация воды – от 0,01 до 0,12 г/дм³. С глубиной минерализация увеличивается до 0,23 г/дм³. Воды этого комплекса используются для питьевых и технических целей в г. Бабушкин, на станциях Переменная и Ключевка.

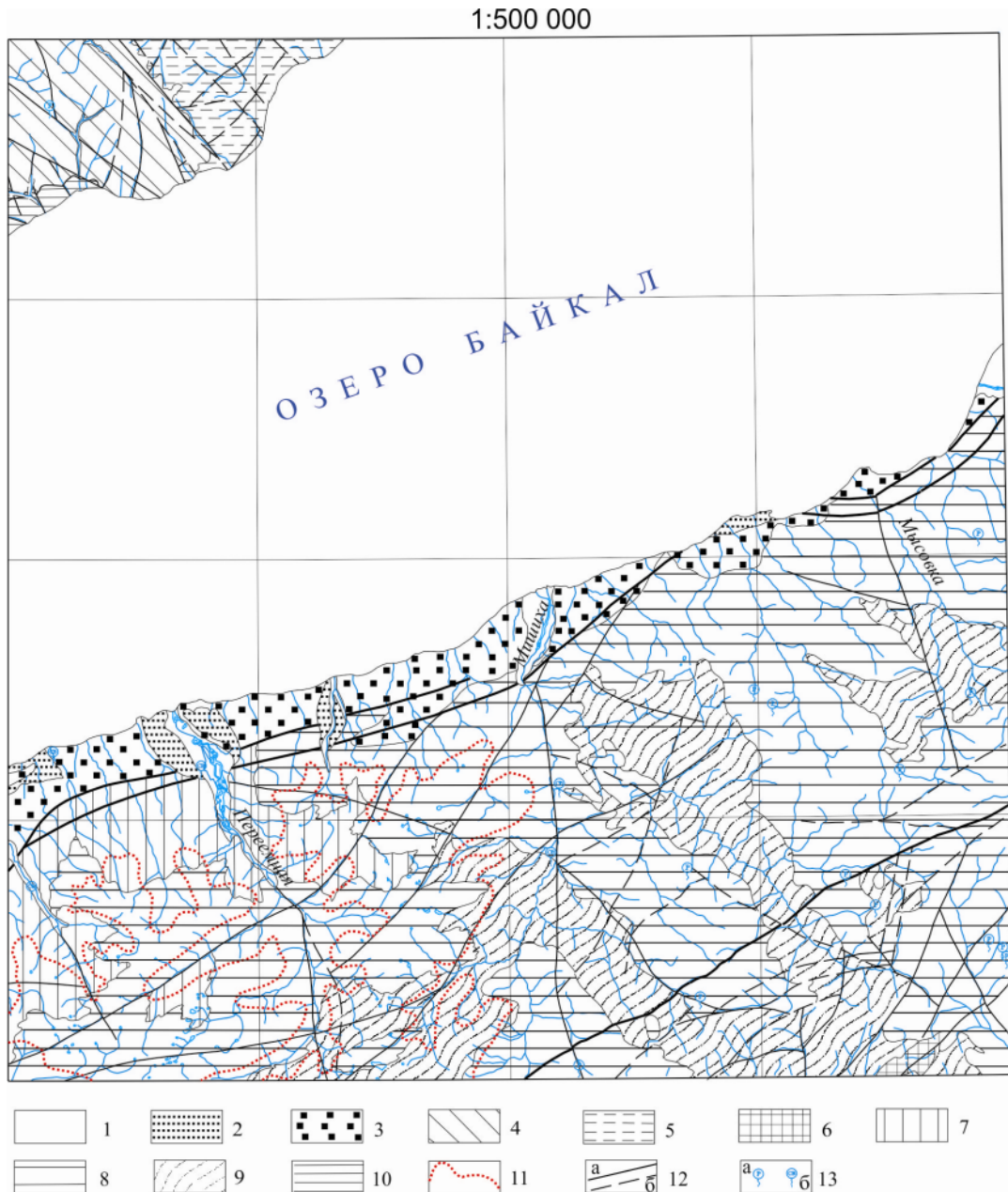


Рис. 1. Гидрогеологическая схема листа М-48-IV.

1–2 – порово-пластовые воды: 1 – верхнеплейстоцен–голоценовых аллювиальных отложений, 2 – средне-верхнеплейстоценовых озерных и ледниковых отложений; 3–5 – пластово-трещинные воды: 3 – олигоцен–эоплейстоценовых осадочных отложений, 4 – осадочных пород юрского возраста, 5 – средне-верхнерифейских образований; 6–10 – трещинные воды: 6 – эффузивов алентуйской свиты, 7 – гнейсов и сланцев уланбургасского (?) комплекса, 8 – интрузивных образований палеозойского возраста, 9 – осадочно-метаморфических пород темникской и астайской свит, 10 – интрузивных пород раннего протерозоя и метаморфических пород архея; 11 – граница распространения островной многолетней мерзлоты; 12 – разломы: а – водоносные, б – не изученные на водоносность; 13 – источники радоновых (а) и сероводородных (б) вод.

Водоносный комплекс осадочных пород юрского возраста распространен в Приморском хребте. Водовмещающие породы представлены валунно-галечными конгломератами с линзами песчаников дабатской и тальцинской свит. Воды комплекса грунтовые, безнапорные, разгружаются в виде родников нисходящего типа в бассейне р. Хартактай и на берегу оз. Байкал. Дебит родников изменяется в широких пределах (от 0,3 до 2,3 л/с), вблизи зон тектонических нарушений дебит родников достигает 10,0 л/с и даже 30,0 л/с. Вода по химическому составу гидрокарбонатная магниевая-кальциевая, с минерализацией от 0,06 до 0,12 г/дм³. Питание водоносного комплекса осуществляется за счет атмосферных осадков и талых вод.

Водоносный комплекс средне-верхнерифейских образований. Водовмещающие породы представлены известняками, доломитами, песчаниками, гравелитами и глинистыми сланцами качергатской, улунтуйской и голоуспенской свит байкальской серии рифея. Водовмещающие свойства пород обусловлены их трещиноватостью. Разгрузка вод происходит в виде родников, дебит которых составляет в основном 2,4–3,0 л/с. Родники, дренирующие известняки и доломиты улунтуйской свиты, характеризуются высоким дебитом (5–30 л/с). Воды пресные, по химическому составу гидрокарбонатные магниевые-кальциевые, их минерализация не превышает 0,32 г/дм³.

ТРЕЩИННЫЕ ВОДЫ

Трещинные воды вулканогенных, метаморфических пород и кристаллических массивов имеют наибольшее распространение и активно участвуют в питании и формировании подземных вод Байкальской впадины. Они представлены водоносными комплексами в зонах трещиноватости эффузивных, интрузивных и метаморфических пород палеозоя. По характеру водообильности и условиям циркуляции в районе выделяются ряд водоносных комплексов.

Водоносный комплекс эффузивов алентуйской свиты имеет весьма ограниченное распространение на юго-востоке площади листа. Водовмещающие породы представлены туфами кислого состава, трахиандезибазальтами, трахибазальтами с прослоями туфопесчаников и туфоалевролитов. Воды эффузивных пород безнапорные, обычно гидрокарбонатные кальциевые или натриевые с минерализацией 0,1–0,2 г/дм³.

Подземные воды зон трещиноватости в гнейсах и кристаллических сланцах уланбургасского (?) комплекса широко развиты в бассейнах рек Аносовка и Переемная. Подземные воды грунтовые, безнапорные. Дебит родников незначительный – от 0,03 до 1,0 л/с, но вблизи зон тектонических нарушений может достигать 10–12 л/с. По химическому составу воды преимущественно гидрокарбонатные, реже – хлоридно-гидрокарбонатные и сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые и с различным сочетанием катионов. Минерализация – от 0,01 до 0,09 г/дм³. Подземные воды метаморфических пород характеризуются как очень мягкие, общая жесткость их не превышает 0,8 мг-экв/л.

Водоносный комплекс интрузивных пород палеозойского возраста пользуется широким распространением в пределах хр. Хамар-Дабан. Водовмещающие породы представлены гранитами, граносиенитами, гнейсогранитами, диоритами, габбро моностойского, позднеджидинского, хамардабанского и соготинского комплексов. Подземные воды грунтовые, безнапорные. Дебит родников изменяется от 0,01–0,05 до 1,5–1,6 л/с, вблизи зон разрывных нарушений достигает 10–15 л/с. По химическому составу воды преимущественно гидрокарбонатные натриево-кальциевые, кальциево-натриевые, натриевые, кальциевые. Несколько отличаются по составу воды гнейсогранитов хамардабанского комплекса – гидрокарбонатно-хлоридные, хлоридно-гидрокарбонатные, сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые, натриевые, кальциевые и магниевые-кальциевые. Минерализация воды изменяется от 0,02 до 0,1 г/дм³. К гранитам соготинского и позднеджидинского комплексов приурочены выходы источников с повышенной концентрацией радона (от 130 до 362 Бк/л).

Водоносный комплекс зон трещиноватости метаморфизованных карбонатно-терригенных пород темникской и астайской свит нижнего палеозоя выделяется в бассейнах рек Переемная, Лев. и Прав. Мишиха, междуречье Бол. Ивановки и Прав. Мысовки. Водовмещающие породы представлены силикатно-карбонатными сланцами с прослоями и линзами известняков, метапесчаниками, метаалевролитами, филлитами, кварцитами, гнейсами. Подземные воды грунтовые, преимущественно безнапорные. Глубина залегания уровня колеблется от 5,0 до 9,2 м и более, в зависимости от рельефа. Дебит скважин составляет 0,16–2,7 л/с, при понижении от 19,0 до 23,6 м. Дебит родников – 0,15–4,0 л/с, вблизи разрывных нарушений – до 5–10 л/с. По химическому составу воды преимущественно гидрокарбонатные, реже – хлоридно-гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатные с различным сочетанием катионов. Минерализация – от

0,02 до 0,21 г/дм³. Подземные воды вулканических, метаморфических и интрузивных пород пригодны для хозяйственно-питьевого водоснабжения, но, в связи с развитием водоносных пород в труднодоступной горно-таежной зоне, они не используются.

Водоносный комплекс интрузивных пород раннего протерозоя и метаморфических пород архея имеет весьма ограниченное распространение на северо-западном побережье оз. Байкал. Водовмещающие породы представлены двупироксеновыми гнейсами и кристаллосланцами жидойской толщи и гранитоидами шумихинского комплекса. Дебит родников не превышает 2 л/с. Вода по химическому составу гидрокарбонатная магниевое-кальциевая, с минерализацией 0,09–0,2 г/дм³.

ТРЕЩИННО-ЖИЛЬНЫЕ ВОДЫ

На исследованной территории разрывные нарушения имеют широкое распространение. Простираение разломов преимущественно северо-восточное, северо-западное и субмеридиональное. Многие из них проходят перпендикулярно к направлению речной сети. Протяженность разломов составляет десятки километров. Наличие зон разрывных нарушений обусловило распространение трещинно-жильных вод. Большинство разломов являются обводненными, но при этом водоносность их крайне неравномерная. Дебит скважин изменяется от 2,64 до 11,36 л/с, при понижении от 1,11 до 19,6 м. Дебит родников – 0,1–10,0 л/с. Уровень залегания грунтовых, преимущественно безнапорных трещинно-жильных вод колеблется от 1,5 до 70,0 м. В юго-восточном борту Байкальской впадины обнаружены несколько восходящих родников-грифонов в долинах Аносовки, Селенгушки, Осиновки, Переемной и Мишихи с резким запахом сероводорода, приуроченных к области разгрузки глубинных трещинных вод по неотектоническим разломам. По химическому составу воды гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-хлоридные, хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые, натриево-кальциевые, кальциевые, натриевые, кальциево-магниевые, с минерализацией 0,01–0,1 г/дм³. По степени жесткости (0,1–2,1 мг-экв/л) относятся к мягким и очень мягким. Подземные воды зон разрывных нарушений имеют хорошее качество и могут использоваться для водоснабжения и лечебных целей (сероводородные) путем эксплуатации буровыми скважинами глубиной 60–70 м.

Мощные тектонические разломы и сопровождающие их зоны интенсивной трещиноватости пород аккумулируют в себе значительные ресурсы подземных вод, играющих существенную роль в перераспределении местного и регионального подземного стока. Движение подземных вод осуществляется от центральных частей горных сооружений через область транзита и частичной разгрузки (посредством родников) к речным долинам и Байкальской впадине, и далее – к оз. Байкал. Часть подземных вод направляется подземным стоком непосредственно в оз. Байкал. Питание и пополнение ресурсов подземных вод происходит преимущественно за счет инфильтрации атмосферных осадков и конденсационных вод.

Для населенных пунктов района, сосредоточенных вдоль побережья озера Байкал, источником водоснабжения являются поверхностные воды рек, оз. Байкал, грунтовые воды долин рек. Во многих населенных пунктах используются артезианские воды олигоцен–эоплейстоценовых осадочных отложений. Наиболее перспективным для водоснабжения является именно этот водоносный комплекс, распространенный по всему побережью оз. Байкал.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ

Рассматриваемая территория охватывает часть Саяно-Байкальского нагорья в пределах северо-западного склона хр. Хамар-Дабан с Байкальским биосферным заповедником и юго-восточного склона хр. Приморский с Прибайкальским национальным парком. Значительная расчлененность рельефа во взаимодействии с такими факторами как растительность, почвы, состав пород и климат, обусловили формирование широкого спектра природных ландшафтов, свойственных различным высотным горным поясам. Ландшафтная основа эколого-геологической схемы включает крупные единицы районирования – группы, отделы, типы и более мелкие – подотделы, подтипы и классы. На площади выделено два типа ландшафтов: **лесной** и **тундровый**, представленные южными *горно-таежными* и *горно-тундровыми подтипами*, которые в свою очередь дифференцируются на 12 классов.

Преобладающими (90 %) являются горно-таежные ландшафты. Горно-тундровые ландшафты занимают ограниченную площадь (10 %), располагаясь в западной части хр. Хамар-Дабан, на водоразделах с преобладающими отметками высот 1 700–2 150 м. Техногенная трансформация ландшафтов крайне неравномерна: от минимальной в горных районах до угрожающей на террасовалах побережья оз. Байкал. Среди техногенных ландшафтов преобладают дорожные, селитебные и лесотехнические. Селитебные ландшафты, представленные землями населенных пунктов, сосредоточены главным образом вдоль Транссибирской железнодорожной магистрали, проходящей по юго-восточному побережью оз. Байкал. Промышленных ландшафтов непосредственно на территории исследований нет.

Общеизвестно, что отходы хозяйственной деятельности претерпевают в ландшафтах ряд физико- и биохимических преобразований, направленных на самоочищение. Скорость этих процессов ниже, чем скорость поставки загрязнителей. Особенно интенсивно происходит накопление загрязняющих веществ в водной и воздушной среде. Способность атмосферы к самоочищению в данном регионе, в связи с благоприятными метеоусловиями, достаточно велика. Для оценки устойчивости ландшафтов и их способности к самоочищению использовались следующие факторы: рельеф, его относительные превышения, степень заболоченности, количество осадков и испаряемость, зимнее состояние геологической среды, средний годовой сток, кислотно-щелочной и механический состав почв, геологическое строение, наличие мерзлых грунтов и растительность. На основе комплексной оценки этих факторов было проведено районирование, в результате которого выделены три группы площадей с различной степенью устойчивости ландшафтов к техногенному геохимическому загрязнению.

Площади с *высокой устойчивостью ландшафтов* занимают около 15 % территории. Они включают сильно расчлененные высоко- и среднегорные ландшафты (1 и 2), с интенсивным механическим выносом химических элементов в водной среде, активной водной миграцией и конвергентностью водных потоков. Органо-щебенистые подбуры и тундровые подзолы этих ландшафтов обладают хорошими условиями самоочищения. В подзолах промывной режим обеспечивает благоприятные условия для механического выноса загрязнителей.

Все низкогорные и большая часть среднегорных ландшафтов (75 % территории) обладают *средней устойчивостью* к загрязнению. В пределах этих ландшафтов несколько ослаблена миграция веществ в водной среде и не четко выражена конвергентность потоков. Лесные почвы обладают несколько меньшими способностями к самоочищению. Подавляющее большинство древесной растительности составляют сосновые и сосново-лиственничные леса, обладающие меньшей естественной устойчивостью, чем лиственные леса.

Группа ландшафтов *малоустойчивых* к техногенному загрязнению (10 %) представлена слабосхолмленным рельефом байкальских террасовалов на песчано-глинистых неогеновых отложениях. В этих ландшафтах развиты самые неблагоприятные по условиям самоочищения

мерзлотно-таежные почвы. Наличие таких факторов, как избыточное увлажнение, слабая аэрация, замедленный процесс разложения органического вещества, способствуют аккумуляции загрязняющих веществ. Кроме того, в этих ландшафтах превалирует низкая миграция и слабый вынос вещества водной средой.

НЕБЛАГОПРИЯТНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Неблагоприятные геологические процессы связаны с экзогенными и эндогенными факторами. Из экзодинамических процессов проявлены: деятельность рек, абразия берегов оз. Байкал, сели, лавины, курумы и осыпи, заболачивание [114]. Эндогенными факторами обусловлена высокая сейсмичность района. В Прибайкалье, судя по опыту двух с половиной столетий (с 1760 г.), в течение столетия происходят два–три землетрясения силой 8–9 баллов [81, 140].

Селеопасные участки наблюдаются на крутых склонах речных долин в западной сильно расчлененной части хр. Хамар-Дабан. Образование селей связано с периодами активного снеготаяния или ливневых дождей. Селевые явления обнаружены в бассейне р. Мишиха. Они представляют собой «прочесы», протягивающиеся от водоразделов до днища долины. Селевые конусы выноса сложены, в основном, глыбами, дресвой и щебнем, в меньшей степени – песками и суглинками. Большой частью поверхность конусов поросла кустарниками и травяной растительностью. Видимой активизации селевых процессов не выявлено. В 8–10 км вверх от устья р. Мишиха частично сохранился селевой конус выноса, перегородивший реку в 1993 г., после прорыва которого была серьезная опасность размыва железной дороги.

Селевые процессы, кроме выноса обломочного материала, способствуют в зимний период образованию *лавин*. В пределах крупных проточесов в многоснежные зимы происходит накопление большого количества снега в приводораздельной части склонов, который весной сходит лавинами в долину реки. Массы влажного снега с плотностью до 1 000 кг на 1 м³ создают мощные заторы. Разрыв снежных плотин создает угрозу для железнодорожных и автомобильных коммуникаций.

Оползневые деформации склонов, сложенных неогеновыми отложениями, образуют провалы, пустоты, водяные балластные мешки и обусловлены их неоднородным литологическим составом: чередование жестких пластов песчаников и углей с пластичными глинистыми породами. Такие участки установлены в районе пос. Малиновка и в долинах рек Аносовка и Бол. Осиновка. В долине Аносовки активный оползневой склон расположен в нескольких сотнях метров от железной и автомобильной дорог. Мощность пород, вовлеченных в оползневые деформации, достигает 50–60 м. Оползневой склон расположен в узком месте излучины реки. Ширина поймы здесь около 100 м. Выше сужения, размеры поймы резко увеличиваются и ширина ее превышает 1 км. В 1993 г. оползень перегородил реку, затем образовавшийся из озера грязевый поток, размыв плотину, чуть не смыл железнодорожный мост. В 2001 г. аналогичная ситуация повторилась в меньших масштабах. При резкой активизации оползневых процессов опасность для коммуникаций сохраняется и в будущем.

Курумы и каменные осыпи – характерные природные образования средне- и высокогорных ландшафтов, занимающие до 50–60 % их площади. Выделяется два вида курумов: каменные «моря» и каменные «реки» или курумы днища падей. Первые сформированы на поверхностях с различными уклонами в ландшафтах 2 и 3 классов. Каменные «реки» приурочены к крутым распадкам и верховьям долин. Каменные осыпи развиты в пределах ландшафтов 2 и 3, редко 4 классов. Осыпи образуются на крутых склонах в результате разрушения скальных обнажений. Состав курумов: крупноглыбовый материал продуктов выветривания гранитов, гнейсов, сланцев.

Болота и заболачивание занимают значительные площади ландшафтов террасоувалов оз. Байкал. Предположительно заболачивание связано с восходящей фильтрацией подземных вод и плохой дренированностью из-за слабой проницаемости пород. Кроме того, болота образуются за счет зарастания пойменных озер, где болотные отложения представлены илами и торфами мощностью от 0,5 до 1,5 м, под которыми залегают суглинки, супеси, пески или валунно-галечные образования. Заболоченность характерна для приустьевых частей рек Переменная, Мишиха, Быстрая, Осиновка, Мантуриха и др.

Абразия вызывает подмыв и обрушение берегов оз. Байкал, особенно в связи с наполнением водохранилища для стабильной работы ГЭС на Ангаре и поднятием (на 1,5–2 м) уреза воды в озере. В основном разрушаются склоны, сложенные неогеновыми песчано-глинистыми отложениями. На юго-восточном берегу озера выявлено восемь таких участков, угрожающих железной дороге. Из них четыре расположены в районе пос. Танхой. На глинистых склонах бере-

гов происходит комплексная денудация, которая проявляется микроэрозией, оплыванием, оползанием и отседанием участков склонов. В отдельных местах это может негативно повлиять на инженерные сооружения.

По условиям **геодинамической устойчивости** выделяются территории средней и малой устойчивости.

Территории со *средней степенью устойчивости* занимают около 40 % площади листа в пределах среднегорных ландшафтов (4) со слабо-, среднерасчлененным рельефом хр. Хамар-Дабан и низкогорных ландшафтов (6, 7) хр. Приморский. Экзогенные процессы на этой территории менее активны. Породы представлены скальными, реже полускальными выходами. Все компоненты природной среды в этих ландшафтах или не изменены, или вполне обратимы.

Территории с *малой степенью геодинамической устойчивости* занимают около 60 % территории: это часть среднегорных и высокогорных ландшафтов (1, 2, 3), в которых вследствие активных экзогенных процессов обусловлены обилие каменных осыпей, обвалов, селе- и лавиноопасности; к этому типу относятся и прибрежные ландшафты (9, 10, 11) из-за их высокой сейсмичности (8–9 баллов и выше) и абразии берегов.

ЭКОЛОГИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

Исследования донных отложений большинства речных систем показали, что на площади отсутствуют значительные очаги загрязнения донных осадков. Загрязнение представлено единичными разрозненными низкоконтрастными (1–2 ПДК) аномалиями марганца, ванадия, олова и свинца, имеющими природный генезис и связанными с геохимическими особенностями коренных пород района. Другие элементы отмечаются в содержаниях на уровне фоновых значений или выше его в 2–3 раза (цинк, барий, цирконий, серебро), что не представляет какой-либо опасности для окружающей среды. Гидрохимические исследования поверхностных водотоков не установили техногенного загрязнения, кроме промышленно-коммунальных стоков в селищных участках.

Коренные породы, как составной компонент ландшафтов, в исследуемом районе представлены гранитоидами, монцититами, диоритами, метаморфическими образованиями – гнейсами, сланцами различного состава, мраморами, осадочными и вулканогенными породами. Хотя состав коренных пород во многом определяет строение и химический состав почвенных профилей, исследованиями В. А. Кузьмина было установлено, что для различных районов Байкальской природной территории (БПТ), независимо от почвообразующих коренных пород, химический состав почвенного мелкозема (тонкой фракции 0,1 мм) сходен. Это свидетельствует о том, что при исследованиях химического состава почв региона прямых корреляций с составом почвообразующих пород ожидать не следует, т. е. между этими природными образованиями скорее парагенетическая, чем генетическая связь. Поэтому в наших исследованиях на данном этапе мы не проводили детального сопоставления состава почв с коренными породами, а руководствовались опубликованными данными по аналогичным типам почв в сходных ландшафтах различных районов Прибайкалья.

Исследование почвенного покрова проводилось в бассейне р. Тельная и на территории Байкальского биосферного заповедника. Здесь развиты типичные бурые лесные почвы, участками оподзоленные, и подбуры. Строение изученных бурых лесных почв следующее (сверху): задернованный гумусовый горизонт (А₀); бурый, коричневый, серо-бурый суглинистый горизонт (А), мощностью в среднем 10 см; буро-коричневый супесчаный горизонт (В), мощностью 15–20 см (р. Тельная) и 40–50 см (заповедник). В целом почвенный профиль имеет слабую дифференциацию. По содержанию порообразующих окислов бурые лесные почвы территории сопоставляются с таковыми Байкальского и Баргузинского хребтов. Средний состав бурых почв р. Тельная незначительно отличается от их фоновых содержаний, при этом для одних элементов (Si, Al) содержания ниже кларковых, для других (Mg, Ca, Fe, Na, K) выше кларковых в 1,1–1,5 раз. Средние значения макроэлементов в почвах заповедника имеют аналогичное распределение, но с несколько более высоким средним содержанием Si, Al, Mn и Ti. Микроэлементный состав почв не имеет аномальных значений: средние концентрации элементов незначительно превышают фоновые или сопоставляются с кларковыми. Исключение составляет бор, средние содержания которого в 2,5 раза выше кларка, но не превышают фоновые значения для данного района. Средние концентрации большинства микроэлементов в почвах р. Тельная незначительно выше, чем в почвах заповедника, за исключением Ag, Zr, Mo, Sc. Очаги заражения почв не установлены. В подавляющем большинстве источниками незначительного поступления химических элементов в ненарушенные антропогенным воздействием почвы горных ландшаф-

тов служат коренные породы и продукты их разрушения.

Одним из объектов мониторинга окружающей среды в Прибайкалье является темнохвойная тайга. Пихта, являющаяся широко распространенным составным элементом тайги в регионе оз. Байкал, характеризуется повышенной уязвимостью к атмосферному загрязнению. Несмотря на почти 20-летние наблюдения за состоянием природных комплексов склонов байкальской впадины, систематических биогеохимических исследований за состоянием темнохвойных лесов не проводилось. Проводимые в настоящее время исследования химического (валового) состава золы веток пихты, являются первым шагом в этом направлении. Однако, уже имеющаяся информация позволяет сделать определенные выводы.

Средние содержания макроэлементов в золе веток пихты (далее – в пихте) участка р. Тельная близки к фоновым. По сравнению с кларками концентрации Si, Na – в 5 раз; Mg, P – в 2 раза ниже; Ca – в 7 раз выше; Al, Fe – на уровне кларковых содержаний для наземной растительности. Сходные закономерности распределения средних содержаний отмечаются и в пихте заповедника, исключение составляют Al, Ti, концентрации которых в 2 раза и Mn – в 1,4 раза выше фоновых. Для пихты заповедника характерны более высокие, чем для участка р. Тельная, содержания Al, Fe, Mg, Ca, K, Si, Mn, Ti, связанные с двумя факторами:

– поступлением элементов из почвы, на что указывает значимая корреляция их содержаний в почве и пихте;

– частичным накоплением в хвое указанных элементов, как следствие атмосферного переноса от Иркутского промузла (в частности, Иркутского алюминиевого завода).

Косвенным подтверждением этого является прямая корреляция содержаний в пихте Si, Al, Ti, Fe, Cr, Mg, Sc с аномальными концентрациями их в газовой и пылевой фазах атмосферных выбросов ИркаЗа. Причем, одно из направлений ареалов высоких содержаний этих элементов – юго-восточное, по долине р. Ангара. Таким образом, установлено, что средние содержания большинства элементов в золе пихты не являются существенно аномальными. Возможно, именно накоплением в избыточном количестве этих элементов в пихте обусловлена деградация деревьев Байкальского биосферного заповедника.

Загрязнение поверхностного, подземного стока и акватории оз. Байкал происходит за счет природных и техногенных факторов. К природному загрязнению относятся восходящая фильтрация глубинных минеральных вод и сток из болот. Можно предположить, что объем минеральных и болотных вод значительно меньше объема естественного поверхностного и подземного стока чистых природных вод, что не может вызвать их существенного загрязнения. Однако это предположение необходимо подтвердить балансовыми исследованиями с помощью гидротрических, опытно-фильтрационных и химико-аналитических работ.

В долинах рек Аносовка, Селенгушка, Осиновка, Переемная и Мишиха обнаружены очаги разгрузки сероводородных минеральных вод. Выход одного из них в виде сосредоточенного восходящего родника встречен в долине р. Осиновка вблизи пос. Танхой (родник 102). Вода имеет большое количество Fe^{+2} , сильный зловонный запах, бумажный индикатор на H_2S чернеет, кислород полевым анализом не обнаружен. Ниже источника в 15–20 м в воде происходит интенсивное окисление железа до Fe^{+3} и выпадение его в осадок рыжего цвета. Очаги выхода сероводородных вод фиксируются ярко-рыжим осадком и черным налетом в местах расположения грифонов. Разгрузка представляет собой ряд восходящих родников, вытягивающихся цепочкой вдоль бортов долин. Вода в родниках часто имеет температуру значительно выше, чем поверхностные воды. Восходящая фильтрация глубинных вод, очевидно, приурочена к новейшим разрывным дислокациям.

Выявленные очаги разгрузки минеральных сероводородных и радоновых вод можно рассматривать как локальное естественное загрязнение водоносных горизонтов, так и в качестве перспективных объектов для бальнеологического использования.

В предгорной части территории, в пределах распространения неогеновых отложений, отмечается природное загрязнение поверхностных и подземных вод железом, содержание которого зачастую превышает ПДК. Природное загрязнение в большинстве случаев приурочено к заболоченным и болотистым участкам местности. Поверхностные воды болот, грунтовые воды в колодцах и скважинах имеют повышенную кислотность, превышающую санитарные нормы для питьевых вод. По причине природного загрязнения, возникают проблемы с водоснабжением населения в пос. Танхой. Здесь в скважинах подземные воды хорошего качества практически отсутствуют. Водоснабжение осуществляется из инфильтрационного водозабора, сооруженного на берегу Байкала в 1904 г. Водозабор не обеспечен зоной строгого режима, поэтому качество воды низкое.

В большинстве населенных пунктов условия водоснабжения удовлетворительные. Водоснабжение осуществляется из колодцев и, реже, из водозаборных скважин. Подземные и грун-

товые воды во многих местах не защищены от загрязнения. Водозаборы не имеют охранных зон, поэтому практически везде наблюдаются следы загрязнения соединениями азота (аммоний, нитриты, нитраты). Хорошие условия водоснабжения существуют в г. Бабушкин, где пробурен ряд водозаборных скважин с соблюдением зон строго режима, санитарных зон второго и третьего поясов. Производительность водозаборов обеспечивает максимальную потребность населения, а качество подземных вод удовлетворяет требованиям ГОСТа.

Использованные воды и канализационные стоки в населенных пунктах сбрасывают на рельеф. Очистные сооружения имеются только на ст. Переемная и в г. Бабушкин. В г. Бабушкин очистные сооружения расположены непосредственно на берегу оз. Байкал. Из отстойников возможна фильтрация фекалий в озеро. Производительность очистных сооружений ниже необходимой потребности. Это видно по непосредственным сбросам загрязненных вод в акваторию и на рельеф в пределах полигона утилизации твердых бытовых отходов, находящегося между ст. Клюевка и г. Бабушкин. На полигоне твердых бытовых отходов в пос. Танхой производится также утилизация фекалий. Загрязненные воды в виде ручья свободно поступают в акваторию оз. Байкал. В пос. Клюевка на берегу озера зафиксированы свалки опилок, твердых бытовых отходов и деревообрабатывающего производства. Свалки опилок тянутся на протяжении нескольких километров вдоль берега. Из них происходит высачивание инфильтрата, который в виде отдельных ручьев поступает в озеро. Фильтрат содержит высокую концентрацию железа и соединения азота. В воде из дренажных канав вдоль железнодорожного полотна установлены повышенные содержания железа, а на поверхности – разводы нефтепродуктов.

Оценка загрязнения снегового покрова проводилась на юго-восточном побережье оз. Байкал по профилям, проходящим вдоль автомагистрали и по долинам основных рек, с интервалом опробования 2–6 км. Обладая высокой сорбционной способностью, снег накапливает в течение зимнего периода существенную часть продуктов техногенеза, формируя свой химический состав за счет химических элементов связанных как с твердым осадком пыли, так и за счет поглощения газов и аэрозолей. Максимальные уровни накопления в твердой фазе характерны для Са (Кк – 10), Al (Кк – 5), Mg (Кк – 3,5). Интенсивные аномалии этих элементов фиксируются вдоль полотна автотрассы Иркутск–Улан-Удэ. На остальной территории аномалии не выявлены. Среднее содержание большинства микроэлементов в водной фазе снегового покрова близкое к фоновому, однако в локальных аномалиях уровень максимального накопления превышает фон в несколько раз. По максимальным коэффициентам концентрации в водной фазе элементы можно разделить на три группы: первая (Кк – 2–3) – Mg, Cr, Cu, U; вторая (Кк – 3–5) – Ti, Zn, Sb; третья (Кк – 40) – Bi, Ag. В пространственном распределении аномалий с максимальными уровнями накопления элементов наблюдаются следующие закономерности: к автотрассе тяготеют Ag, Ti, V, вглубь территории – точечные аномалии Pb, Zn, Sn, Bi, Cd.

ОЦЕНКА ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ

Значимого техногенного загрязнения на исследованной площади не выявлено ни в одном компоненте окружающей среды. Основу районирования территории по степени опасности составляют экзогенные и эндогенные факторы. Согласно критериям экологического состояния здесь выделяются районы трех категорий опасности: удовлетворительной, напряженной и кризисной.

Удовлетворительная экологическая ситуация выявлена на площади ландшафтов 4–5 классов, которые занимают около 1 000 км² в восточной части хр. Хамар-Дабан и около 280 км² – на северо-западном побережье оз. Байкал (всего 1 280 км²). На этой территории развиты ландшафты без явных следов хозяйственной деятельности, со слабо развитой селитебной инфраструктурой и незначительным техногенным воздействием и загрязнением окружающей среды. Факторы, изменяющие геодинамическую и геохимическую устойчивость ландшафтов, занимают незначительные площади вдали от населенных пунктов и проявлены в виде каменных осыпей на склонах. Данная территория является экологически чистой по данным снегохимической и гидрохимической съемок. В донных отложениях здесь установлены низкоконтрастные (1 ПДК) аномалии: Mn площадью 7 км² и ванадия площадью 1,5 км², приуроченные к диоритам моностаейского комплекса (хр. Хамар-Дабан); Sn, Mn, V и Pb, связанные с породами рифея и гранитами приморского комплекса (хр. Приморский).

Районы с *напряженной экологической обстановкой* представлены ландшафтами 1, 2, 3 и 12 классов в пределах западной высокогорной части хр. Хамар-Дабан (около 1 000 км²) и ландшафтами 6 и 7 классов (около 70 км²) хр. Приморский. В пределах горных ландшафтов хр. Хамар-Дабан широко проявлены разные по интенсивности природные экзодинамические

факторы – сели, лавины, обвалы, осыпи, курумы. В долинных ландшафтах имеются линейные очаги разгрузки глубинных сероводородных вод с концентрацией до 1–2 ПДК. Участки ландшафтов Приморского хребта активно используются в хозяйственной деятельности и техногенные факторы здесь уже заметны, в частности, наличие лесотехнических земель, в контурах которых ведется в настоящее время промышленная заготовка древесины. В донных отложениях выявлены малоконтрастные (1 ПДК) единичные аномалии ванадия и марганца.

Районы с *кризисной экологической ситуацией* занимают около 270 км² и обязаны своим происхождением как техногенному, так и природному типам воздействия на геологическую среду. Из природных процессов, относящихся к категории опасных и умеренно опасных на первом месте стоят: напряженная сейсмическая обстановка, оползни, интенсивная абразия юго-восточной береговой линии озера Байкал и участки загрязнения вод окислами железа. Техногенные объекты представлены автомобильной и железнодорожной магистралями. Поверхностные воды в населенных пунктах загрязняются нитратами. Техногенное загрязнение атмосферы связано как с местными источниками (железная и автомобильная дороги), так и дальнеприносными выбросами (Ангарский промузел). В пылевых выбросах отмечаются геохимические аномалии Са, Mg и Al, а в фильтрате снеговой воды – точечные аномалии Ti (коэффициент концентрации относительно фона (ККф – 3–4), Ag (ККф – 3–5) и V.

Исходя из вышеприведенного районирования и основываясь, в основном, на данных экзодинамических факторов, можно рекомендовать ряд ограничений в использовании территории:

- запрет любой лесохозяйственной деятельности в пределах охранной зоны БПТ;
- ограниченная лесохозяйственная деятельность за пределами охранной зоны БПТ;
- строгое соблюдение санитарных норм в населенных пунктах и на транспорте;
- укрепление разрушаемой береговой линии оз. Байкал;
- усиление мер противопожарной безопасности;
- регулированный экологический туризм малыми группами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплект Госгеолкарты-200 по листу М-48-IV отражает современное состояние геологической изученности территории, в т. ч. такие новые аспекты как исследования донных отложений Байкала по данным подводного бурения и их перспективы на углеводороды. В результате проведенных работ более детально изучены и расчленены интрузивные и стратифицированные образования района, собран новый материал по полезным ископаемым и экологическому состоянию природной среды. Среди гранитоидов позднего палеозоя выделены новые комплексы: средне-позднекарбоновый биллунгский и позднепермский соготинский; с учетом новых геологических данных и радиологических определений (307 ± 6 млн лет) гнейсогранитов петротипического массива пересмотрен возраст хамардабанского комплекса. Получена дополнительная информация о строении угленосных палеоген–неогеновых отложений юго-восточного побережья Байкала по данным бурения, уточнены геохимические особенности пород, на ряде участков установлена повышенная золотоносность отложений. Создана новая геохимическая основа с использованием современных аналитических возможностей, которая позволила выделить неизвестные ранее золоторудные проявления Изгиб и Осередыш и перспективные площади Элигин и Тельная, рекомендованные для поисковых работ на золото. Уточнена металлогеническая специализация Темник-Итанцинской минерагенической зоны. В составе последней выделен новый Мишихинский потенциальный золоторудный узел в составе трех рудных полей: Элигинского, Лево- и Правомишихинского с суммарными прогнозными ресурсами – 30 т кат. P_3 рудного и 319 кг кат. P_3 россыпного золота. Прогнозные ресурсы Ангаро-Котинского золотоносного узла на северо-западном побережье Байкала оценены в 2 710 кг кат. P_2+P_3 россыпного золота.

Территория листа является составной частью Уникального Мирового Наследия (УМН) оз. Байкал. В соответствии с Законом о Байкале (1999 г.) практически вся площадь попадает в особую центральную зону охраны (ЦЭЗО), хозяйственная деятельность в которой регламентируется постановлениями Правительства России с целью сохранения уникальной Байкальской природной территории (БПТ) и экологически бережного освоения ресурсов.

Данные по экологическому состоянию природной среды Южного Прибайкалья показали, что хотя значимого химического загрязнения на исследованной территории не выявлено, но в пределах северного склона хр. Хамар-Дабан и Байкальского заповедника наблюдается усыхание пихтовых древостоев от техногенного воздействия загрязненной атмосферы выбросами крупных промышленных предприятий Иркутского промузла и местных источников (железнодорожная и автомобильная магистрали, населенные пункты). Районы с кризисной экологической ситуацией занимают незначительную площадь юго-восточного побережья оз. Байкал и связаны с техногенными и природными (землетрясения, сели, оползни, абразия берегов и др.) факторами. Последние довольно мощно проявляются в наземных ландшафтах и оказывают негативное воздействие на транспортные магистрали и селитебные участки территории.

К числу проблем, требующих дальнейших исследований, нужно отнести:

- уточнение возрастного положения в разрезе темникской и астайской свит и взаимоотношений между ними;
- определение возраста уланбургасского метаморфического комплекса (?);
- дополнительное обоснование связи золотого оруденения с гранитоидами позднеджидинского комплекса;
- проведение оценки золотоносности палеогеновой коры выветривания в основании танхойской свиты;
- проведение специализированных поисковых работ масштаба 1 : 50 000–1 : 25 000 в пределах прогнозируемого Мишихинского рудного узла;
- продолжение научных исследований по оценке газоносности кайнозойских отложений Южно-Байкальской котловины;

– продолжение экологических исследований, ликвидация выявленных очагов техногенного загрязнения побережья оз. Байкал и проведение других природоохранных мероприятий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Адамович А. Н., Шерман С. И., Иванова С. В.* Математическое моделирование напряженного состояния разогреваемой литосферы Байкальской рифтовой зоны на начальной стадии ее развития // Геология и геофизика. Т. 44, № 4, 2003. С. 286–296.
2. *Аносов В. С.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Прибайкальская. Лист N-48-XXXIV. – М., 1965.
3. *Базаров Д. Б.* Четвертичные отложения и основные этапы развития рельефа Селенгинского среднего-рья. – Улан-Удэ: ГИН БФ СО АН СССР, 1968. 167 с.
4. *Базаров Д. Б.* Кайнозой Прибайкалья и Западного Забайкалья. – Новосибирск: Наука, 1986. 181 с.
5. Байкал: Атлас / Ред. Г. И. Галазий. – М.: Федеральная служба геодезии и картографии России, 1993. 160 с.
6. *Беличенко В. Г., Скляр Е. В., Добрецов Н. А. и др.* Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент // Геология и геофизика. Т. 35, № 7–8, 1994. С. 29–39.
7. *Белова В. А.* История развития растительности Байкальской рифтовой зоны. – М.: Наука, 1975. 142 с.
8. *Берзин Н. А., Кунгурцев Л. В.* Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. Т. 37, № 1, 1996. С. 63–81.
9. *Бибикина Е. В., Кориковский С. П., Селько А. И. и др.* Возраст гранитов приморского комплекса (Западное Прибайкалье) по данным U-Pb метода // Докл. АН СССР. Т. 257, № 2, 1981. С. 462–466.
10. *Болдырев В. И.* Легенда Ангарской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. – Иркутск, 1999.
11. *Бухаров А. А., Халилов В. А., Страхова Т. М. и др.* Геология Байкало-Патомского нагорья по новым данным уран-свинцового датирования акцессорного циркона // Геология и геофизика. № 12, 1992. С. 29–39.
12. *Бухаров А. А.* Кайнозойское развитие Байкала по результатам глубоководных и сейсмографических исследований // Геология и геофизика. Т. 37, № 12, 1996. С. 98–107.
13. *Васильев Е. П.* Структурные парагенезисы в метаморфических комплексах Байкал-Хубсугульского региона (динамический анализ) // Геотектоника. № 6, 1998. С. 51–62.
14. *Галимова Т. Ф.* Легенда Прибайкальской серии листов ГК-200. – Иркутск, 2002.
15. ГИС-Атлас Иркутской области. – Иркутск, 2000.
16. *Голдырев Г. С.* Осадкообразование и четвертичная история котловины Байкала / Ред. Н. А. Флоренсов (СО АН СССР, Лимнологический институт). – Новосибирск: Наука, 1982. 182 с.
17. *Гордиенко И. В.* Средне- и верхнепалеозойский внегеосинклинальный магматизм Саяно-Байкальской горной области // В кн.: Тектоника Сибири. Т. 7. – М.: Наука, 1976.
18. *Гордиенко И. В.* Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. – М.: Наука, 1987. 238 с.
19. *Гусев Г. С., Хаин В. Е.* О соотношении Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. № 5, 1995. С. 68–82.
20. *Гутова Л. Н.* К стратиграфии юрских отложений Иркутского угленосного бассейна // В кн.: Юрские отложения южной и центральной частей Сибирской платформы. – ИЗК СО АН СССР, 1963.
21. *Дистанова А. Н.* Раннепалеозойские гранитоидные ассоциации Алтае-Саянской складчатой области: их типы и индикаторная роль в палеогеодинамических реконструкциях // Геология и геофизика. Т. 41, № 9, 2000. С. 1244–1257.
22. *Добрецов Н. Л.* Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе // Геология и геофизика. Т. 44, № 1–2, 2003. С. 5–27.
23. *Додин А. Л.* Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист М-(47),48 (Улан-Удэ). Объяснительная записка. – Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1977.
24. *Дольник Т. А., Воронцова Г. А.* О верхнем рифее Прибайкалья // Докл. АН СССР. Т. 209, № 1, 1973. С. 171–172.
25. *Дольник Т. А., Митрофанов Г. Л., Таскин А. П. и др.* Схема стратиграфии отложений верхнего докембрия складчатого обрамления юга Восточной Сибири // Стратиграфическое и палеонтологическое обоснование легенд для геологического картирования в масштабе 1 : 50 000 в Восточной Сибири. – Иркутск, 1987. С. 95–99.
26. *Егоров Ю. И.* Особенности строения фундамента Прибайкальского прогиба и отражение их в структуре осадочного чехла по данным геофизических исследований // Геология и полезные ископаемые юга Сибирской платформы. – Недра, 1970.
27. *Ербаева М. А., Карасев В. В., Алексеева Н. В.* Новые данные по стратиграфии плиоцен–плейстоценовых отложений Забайкалья // Геология и геофизика. Т. 46, № 4, 2005. С. 414–423.

28. *Замараев С. М., Самсонов В. В.* Геологическое строение и нефтегазоносность Селенгинской депрессии // В кн.: Геология и нефтеносность Восточной Сибири. – М.: Госгеолтехиздат, 1959. С. 435–474.
29. *Замараев С. М. и др.* Структура и история развития Прибайкальского прогиба. – М.: Недра, 1976.
30. *Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натанов Л. Ш.* Тектоника литосферных плит территории СССР. – М.: Недра, 1990. Т. 1, 327 с.; т. 2, 334 с.
31. *Зоненшайн Л. П., Гольмиток А. Я., Хатчинсон Д.* Структура Байкальского рифта // Геотектоника. № 5, 1992. С. 63–77.
32. *Зорин Ю. А., Беличенко В. Г., Турунтанов Е. Х.* Террейны Восточной Монголии и Забайкалья и развитие Монголо-Охотского складчатого пояса // Геология и геофизика. № 1, 1998. С. 11–26.
33. Историко-культурный Атлас Бурятии // Ред. Жуковской Н. Л. – М.: ДИК, 2001.
34. *Казимировский М. Э., Дриль С. И., Сандимирова Г. П.* Сравнительная геохимия и возраст палеозойских гранитоидов Западно-Становой зоны Забайкалья // Геология и геофизика. Т. 41, № 7, 2000. С. 990–1002.
35. *Казимировский М. Э., Сандимирова Г. П., Банковская Э. В.* Изотопная геохронология палеозойских гранитоидов Селенгино-Становой горной области // Геология и геофизика. Т. 43, № 11, 2002. С. 973–989.
36. *Казимировский М. Э.* Геохимия палеозойского гранитоидного магматизма Западно-Становой зоны Забайкалья // Геология и геофизика. Т. 45, № 3, 2004. С. 347–362.
37. *Карабанов Е. Б.* Геологическое строение осадочной толщи озера Байкал и реконструкции изменения климата Центральной Азии в позднем кайнозое (Автореф. дисс. д. г.-м. н.). – М.: Ин-т литосферы РАН, 1999. 72 с.
38. *Касаткин П. И., Смирнов С. С.* О Мысовских железорудных месторождениях в БМ СССР // Изв. ГГРУ. Вып. 29, 1931.
39. *Козубова Л. А.* Ультраметаморфизм в сводово-глыбовых поднятиях активизированной области Забайкалья // Геология и геофизика. № 6, 1976. С. 112–118.
40. *Козубова Л. А., Миркина С. Л., Мурина Г. А. и др.* Полихронный ультраметаморфизм в зонах активизации Забайкалья // Известия АН СССР. № 12, 1980. С. 22–33.
41. Коллектив участников проекта «Байкал-бурение». Высокорастворяющая осадочная запись по керну глубоководного бурения на Посольской банке в озере Байкал (BDP-99) // Геология и геофизика. Т. 45, № 2, 2004. С. 163–193.
42. *Кузнецов К. Н.* Новые материалы по стратиграфии отложений качергатской свиты (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. № 12, 1975. С. 11.
43. *Кузьмин М. И., Калмычков Г. В., Гелетий В. А. и др.* Первая находка газогидратов в осадочной толще озера Байкал // Докл. РАН. Т. 362, № 4, 1998. С. 541–543.
44. *Кузьмин М. И., Калмычков Г. В., Дучков А. Д. и др.* Гидраты метана в осадках оз. Байкал // Геология рудных месторождений. Т. 42, № 1, 2000. С. 25–37.
45. *Кузьмин М. И., Лут Б. Ф., Шерстянкин П. П.* Обручевский сброс в Байкальской впадине как объект исследований наук о Земле // География и природные ресурсы. № 2, 2004. С. 35–40.
46. *Летников Ф. А., Балышев С. О., Лашкевич В. В.* Взаимосвязь процессов гранитизации, метаморфизма и тектоники // Геотектоника. № 1, 2000. С. 3–22.
47. *Литвиновский Б. А., Посохов В. Ф., Занвилевич А. Н.* Необычные рубидий-стронциевые данные о возрасте двух эталонных щелочно-гранитоидных массивов Забайкалья // Геология и геофизика. Т. 36, № 12, 1995. С. 65–72.
48. *Логачев Н. А.* Кайнозойские континентальные отложения впадин байкальского типа // Изв. АН СССР. № 4, 1958. 195 с.
49. *Логачев Н. А.* Саяно-Байкальское становое нагорье // В кн.: Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. – М.: Наука, 1974. С. 16–132.
50. *Лут Б. Ф.* Геоморфология дна Байкала и его берегов. – М.: Наука, 1964. С. 5–123.
51. *Мазилев В. Н., Ломоносова Т. К.* Литология третичных отложений впадин юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. – М.: Наука, 1972.
52. *Макрыгина В. А., Бобров Ю. Д., Перетяжко Ю. С.* Эволюция условий метаморфизма хамардабанского комплекса (Забайкалье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 11, 1989. С. 81–93.
53. *Маслов В. П.* Кровельные сланцы Бол. Кадиной // Изв. ВГРО. Вып. 96, 1932.
54. *Мац В. Д.* Новые данные по стратиграфии миоценовых и плиоценовых отложений на юге Байкала // В кн.: Вопросы геологии и палеогеографии Сибири и Дальнего Востока. – Иркутск: ИГУ, 1985. С. 36–53.
55. *Миркина С. Л., Чухонин А. П., Козубова Л. А.* Время формирования и последующего преобразования малханского комплекса гранитов Забайкалья по данным свинцового метода // Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса. – М.: Наука, 1980. С. 51–58.
56. *Навиль В. И.* Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Восточно-Саянская. Лист М-48-III. – Л., 1966; М., 1973.
57. *Налетов П. И.* Стратиграфия центральной части Бурятской АССР. – М.: Госгеолтехиздат, 1961. 280 с.
58. *Налетов П. И.* Интрузивные горные породы центральной части Бурятской АССР. – М.: Госгеолтехиздат, 1962. 150 с.
59. *Николаев В. Г., Ваникин Л. А., Калинин В. В.* Структура осадочного чехла оз. Байкал // Бюлл. МОИП. Т. 60, № 2, 1985. С. 48–58.
60. *Пальшин Г. Б.* Кайнозойские отложения и оползни юго-восточного побережья Байкала // Изв. АН СССР. 1955.
61. *Парфенов Л. М., Булгатов А. Н., Гордиенко И. В.* Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья // Тихоокеанская геология. Т. 15, № 4, 1999. С. 3–15.
62. *Петров Л. С.* К литологии третичных отложений юго-восточного побережья Байкала (Танхойский район). – Л.: НГРИ, 1937.

63. *Ревердатто В. В., Шеплев В. С.* Геодинамические факторы метаморфизма и их моделирование: обзор и анализ проблемы // Геология и геофизика. Т. 39, № 12, 1998. С. 1679–1692.
64. *Резанов И. Н.* Кайнозойские отложения и морфоструктура Восточного Прибайкалья. – Новосибирск: Наука, 1988. 128 с.
65. *Резницкий Л. З., Халилов В. А., Васильев Е. П. и др.* Первые результаты Pb-U изотопных исследований аксессуарных цирконов из гранулитов слюдянского комплекса (Южное Прибайкалье) // Дан СССР. Т. 320, № 4, 1991. С. 957–962.
66. *Рябухин Г. К.* Геологическое строение и проблемы нефтеносности. – М.: Моск. НГРИ, 1936.
67. *Санина Н. Б., Склярова О. А., Костин С. Б.* Геохимические исследования снегового покрова Байкальского биосферного заповедника // Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология. № 2, 2003.
68. *Скляров Е. В., Мазукабзов А. М., Мельников А. И.* Комплексы метаморфических ядер Кордильерского типа. – Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГМ, 1997. 182 с.
69. *Скобло В. М., Лямина Н. А., Руднев А. Ф., Лузина И. В.* Континентальный верхний мезозой Прибайкалья и Забайкалья (стратиграфия, условия осадконакопления, корреляция). – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. 332 с.
70. *Тетяев М. М.* К геологии Западного Прибайкалья // Материалы по общей и прикладной геологии. Вып. 1, 1916.
71. *Федоровский В. С., Владимиров А. Г., Хаин Е. В. и др.* Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. № 3, 1995. С. 3–22.
72. *Флоренсов Н. А.* Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. – М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 258 с.
73. *Хоментовский В. В., Шенфиль В. Ю., Якшин М. С. и др.* Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы. – М.: Наука, 1972. 356 с.
74. *Хоментовский В. В.* Байкалий Сибири // Геология и геофизика. Т. 43, № 4, 2002. С. 313–333.
75. *Чебыкин Е. П., Эджингтон Д. Н., Гольдберг Е. Л. и др.* Изотопы ряда радиоактивного распада ^{238}U – сигналы палеоклиматов верхнего плейстоцена и геохронометры в осадках озера Байкал // Геология и геофизика. Т. 45, № 5, 2004.
76. *Шафеев А. А.* Докембрий Юго-Западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. – М.: Наука, 1970. 179 с.
77. *Шенфиль В. Ю.* Поздний докембрий Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1994. 184 с.
78. *Ярмолюк В. В., Иванов В. Г., Коваленко В. И.* Источники внутриплитного магматизма Западного Забайкалья в позднем мезозое–кайнозое (на основании геохимических и изотопных данных) // Петрология. № 2, 1998. С. 115–138.
79. *Ярмолюк В. В., Литвиновский Б. А., Коваленко В. И. и др.* Этапы формирования и источники щелочно-гранитоидного магматизма Северо-Монгольского–Забайкальского рифтового пояса в перми и триасе // Петрология. Т. 9, № 4, 2001. С. 351–380.
80. *Ярмолюк В. В., Кузьмин М. И.* О взаимодействии эндогенных и экзогенных факторов в новейшей геологической истории юго-западной части Байкальской рифтовой зоны // Геотектоника. № 3, 2004. С. 55–78.

Фондовая

81. *Абалаков А. Д., Боровик Н. С., Голенецкий С. И. и др.* Сейсмологическая характеристика дельты р. Селенги, Тункинской и Баргузинской впадин. – Иркутск: ИЗК СО АН, 1973.
82. *Аносов В. С., Колесников В. Л., Волкова Д. Н. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые территории листа N-48-XXXIV и северо-западной части листа M-48-IV (Отчет Голоустенской партии по работам 1959–1960 гг.). – БурТФГИ, 1961.
83. *Арсентьев В. П.* Структурно-металлогеническая схема БурАССР масштаба 1 : 1 500 000. – БурТФГИ, 1976.
84. *Блюмнецайт В. И., Щупак Л. М.* Отчет о результатах работ Саянской аэромагнитной партии № 23/60 за 1960 г. – БурТФГИ, 1961.
85. *Будунов А. А., Мельник Б. А., Злобин В. П. и др.* Результаты комплексной аэрогеофизической съемки масштаба 1 : 200 000 в Западном Забайкалье (Отчет аэропартии № 3 по геологическому заданию № 1-77 за 1981–1983 гг.). – БурТФГИ, 1984.
86. *Виколов Г. Е., Чешенко Ю. А., Потороченко Н. Н. и др.* Отчет о результатах поисковых работ Южно-Байкальской партии в Кабанском и Бичурском районах Бурятской АССР за 1960 г. – БурТФГИ, 1961.
87. *Виколов Г. Е., Потороченко Н. Н., Гальченко В. И. и др.* Отчет о результатах поисковых работ на алюминиевое сырье в Южном Прибайкалье (Южно-Байкальская партия, 1961 г.). – БурТФГИ, 1962.
88. *Гедьма Н. А., Лодейщиков О. В., Каримов Г. Г.* Отчет за 1960 г. о результатах поисковых работ Хамар-Дабанской партии, проведенных в междуречье Убур-Хан–Горан–левых притоков р. Темник. – БурТФГИ, 1961.
89. *Глазунова Н. Н.* Геологическое строение юго-восточного побережья оз. Байкал и левобережья р. Селенги (Отчет II Байкальской геологосъемочной партии по работам 1951 г.). – БурТФГИ, 1952.
90. *Давыдов В. И., Мальшев А. А. и др.* Металлогеническая и прогнозная карты БурАССР масштаба 1 : 500 000 (Отчет о работах по темам № 273 и 302 за 1976–1981 гг.). – БурТФГИ, 1981.
91. *Давыдов В. И., Баинов Н. Ф., Шелковников М. Ф. и др.* Оценка прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых на территории БурАССР по состоянию на 01.01.1983 г. (Отчет о работах по теме № 339 за 1982–1983 гг.). – БурТФГИ, 1983.
92. *Доненко П. А.* Отчет о проверке заявки на мусковит по руч. Аносовке (Кабанский район). – Иркутск, 1942.
93. *Донских Г. И. и др.* Отчет по геолзаданию № 34-3 за 1984–1986 гг. – БурТФГИ, 1986.

94. *Елгин В. Г.* Переоценка прогнозных запасов углей БурАССР по состоянию на 01.01.1979 г. (Отчет по теме № 305 за 1978–1979 гг.). – БурТФГИ, 1979.
95. *Ивченко Н. М., Извеков Л. Г.* Отчет Муринской партии о результатах поисково-разведочных и ревизионных работ на титан за 1959 г. – БурТФГИ, 1960.
96. *Исаев В. П., Михеев Н. В., Коновалова Н. Г. и др.* Оценка перспектив нефтегазоносности Усть-Селенгинской депрессии геохимическими методами (Отчет о проведении научно-производственных работ в 1997–2000 гг.). – БурТФГИ, 2001.
97. *Исакова В. С. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые листа М-48-XXXIII. – Фонды ИГУ, 1959.
98. *Калинина К. П., Дербина А. Е.* Геология северного склона хр. Хамар-Дабан между реками Снежной и Переемой. – БурТФГИ, 1945.
99. *Карбаинов А. А., Шабалин М. И. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые северо-восточной оконечности хр. Мал. Хамар-Дабан и юго-западной части хр. Хамбинского. Листы М-48-31-Г (б, г), -32-В-Г и -33-В (а, в) (Отчет Урминской ГСП за 1968–1971 гг.). – БурТФГИ, 1972.
100. *Карбаинов А. А., Маняхин В. П., Скрипкина В. В. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые средней части бассейна р. Селенги (Отчет Южной ГСП за 1972–1975 гг.). – БурТФГИ, 1976.
101. *Карбаинов А. А. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые Селенгинского рудного района (Отчет темы № 383 за 1986–1989 гг.). – БурТФГИ, 1990.
102. *Киселев А. А.* Геологическая оценка перспектив на стекольные пески в Западном Забайкалье (Отчет Улан-Удэнской ревизионно-поисковой партии по работам 1951 г.). – БурТФГИ, 1952.
103. *Клеменченко К. Д., Лесков В. Ф.* Объяснительная записка к геологической карте листа М-48-А, Б масштаба 1 : 500 000 (Западное Забайкалье) (Отчет Центральной партии Сосновской экспедиции за 1953–1955 гг.). – Иркутск: Сосновская экспедиция, 1956.
104. *Ковешников А. М., Мешалкина С. М., Бузовкин С. В. и др.* Оценка перспектив золотоносности и общих ресурсов золота зоны сочленения краевых структур Сибирской платформы с Алтае-Саянской и Байкало-Патамской складчатными системами (Отчет по геологическим заданиям № I-101 ГПП «Сосновгеология» и № 3-2 ВСЕГЕИ за 1988–1992 гг.). Т. 1–5. – Фонды «Сосновгеология», 1992.
105. *Кодачигов В. Н., Панов И. И., Холод Ю. М. и др.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Юго-восточная часть листа М-48-IV (Отчет Танхойской ГСП за 1959–1960 гг.). – БурТФГИ, 1960.
106. *Кодачигов В. Н., Панов И. И.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Западно-Забайкальская. Лист М-48-IV (1964 г.). Объяснительная записка (1968 г.). – БурТФГИ.
107. *Кошкин В. В., Уменов Н. С., Бондаренко С. О. и др.* Геологическое строение среднего течения реки Селенги. Листы М-48-ХI и ХVII (Информационный отчет Кяхтинской партии о результатах ГДП-200, проведенного в 1998–2001 гг.). – БурТФГИ, 2002.
108. *Кочнева В. Г.* Обоснование добычи экологически чистых подземных вод на Клюевском участке с целью промышленного разлива (Отчет Клюевского отряда за 1996–1999 гг. о результатах разведочных работ с целью подсчета запасов на 01.02.1999 г.). – БурТФГИ, 1999.
109. *Кременецкий И. Г., Леонов В. Е., Одегов А. С. и др.* Результаты геолого-экологических исследований и картографирования масштаба 1 : 1 000 000 территории Республики Бурятия (Отчет Центральной эколого-геохимической партии за 1993–1997 гг.). – БурТФГИ, 1997.
110. *Крылов В. П., Беляев И. Ю., Смоляков М. В. и др.* Гидрогеология и инженерная геология трапеции М-48-IV (Танхой-Бабушкин) (Отчет Танхойской ГСП за 1973 г.). – БурТФГИ, 1974.
111. *Крылов В. П., Траутман Н. С., Дунаева Л. И. и др.* Состояние подземных вод и ЭГП на территории Республики Бурятия за 2003 г. // Государственный мониторинг состояния недр. Информационный бюллетень. Вып. 6. (РГУП ТЦ «Бурятгеомониторинг»). – БурТФГИ, 2004.
112. *Леонов В. Е., Кременецкий И. Г., Мардаев Г. Г.* Радиоэкология Республики Бурятия (загрязнение территории радионуклидами от ядерных взрывов на Семипалатинском полигоне) (Отчет темы № 490 за 1997–2003 гг.). – БурТФГИ, 2004.
113. *Лесникова Т. В.* Отчет о результатах гравиразведочных работ Хамар-Дабанской ГРП № 76/86-88 масштаба 1 : 200 000 на Хамар-Дабанской площади. – БурТФГИ, 1988.
114. *Леушиков Ф. Н., Базаров Д. Б., Рогозин и др.* Геоморфология побережья и динамика изменения берегов оз. Байкал // Экзогенные процессы и явления на юге Восточной Сибири и основы их инженерно-геологической оценки (Отчет ИЗКиБФ СО АН по теме № 44 за 1970–1972 гг.). – БурТФГИ, 1972.
115. *Литвиненко Т. Е., Репяшник Р. С.* Оценка эксплуатационных запасов подземных вод площади листа М-48-Б (Отчет Степной гидрогеологической партии о результатах тематических опытно-фильтрационных работ за 1963–1964 гг. на площади листа М-48-Б (тема № 114) и режимных наблюдений 1963–1964 гг. на Баргузинской группе термальных источников БурАССР). – БурТФГИ, 1966.
116. *Литвиненко Т. Е., Томберг Т. Ю., Буркова Т. Н.* Оценка возможности использования подземных вод для водоснабжения населения БурАССР в «особый период» (Отчет о работах по теме № 370 «Вода-III» за 1986–1987 гг.). – БурТФГИ, 1987.
117. *Литвинцев Г. Б.* Пояснительная записка к комплексу геофизической основы геологической карты РФ масштаба 1 : 1 000 000. Лист М-48 (Улан-Удэ) (Отчет Южного отряда по результатам ОГФР за 2000–2001 гг.). – БурТФГИ, 2002.
118. *Малышев А. А.* Кодированный каталог месторождений и рудопроявлений полезных ископаемых БурАССР (Отчет о работах по теме № 255 за 1974–1975 гг.). – БурТФГИ, 1976.
119. *Медведев В. И., Мясников А. А., Коришунов Л. Г. и др.* Завершение работ по составлению геоэкологической карты Байкальского полигона // Составление радиоэкологической карты масштаба 1 : 1 000 000 Байкальского полигона и масштаба 1 : 200 000 по листу N-48-XXXIII (Отчет ГП «Сосновгеология» по геологическому заданию № с-25 за 1998–1999 гг.). – БурТФГИ, 2000.

120. *Новокионов Ю. А., Балышев В. М., Суханова Н. В. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые территории листов N-48-138-Г (в, г), N-48-138-В, N-48-139-Г, N-48-140-А, N-48-140-Б (а), N-48-140-В (а), М-48-6-Б, М-48-7-А, М-48-7-Б (а) (Отчет Бурхайской партии по результатам геологической съемки и геологического доизучения масштаба 1 : 50 000, проведенных в 1977–1980 гг.). – Фонды ИГУ, 1980.
121. *Павлов О. В., Шергин И. В.* Отчет по поискам и разведке цементных известняков в Западном Прибайкалье. – Фонды ИГУ, 1956.
122. *Пилипенко В. И., Степин Б. Г., Добрынин А. Г. и др.* Апатитоносность осадочно-метаморфических образований и габброидов северо-восточной части хр. Хамар-Дабан (Отчет о результатах общих и детальных поисков за 1981–1982 гг.). – БурТФГИ, 1983.
123. *Платов В. С., Терещенков В. Г., Савченко А. А. и др.* Подготовка к изданию Госгеолкарты-200 (Новая серия) бассейна нижнего течения р. Селенги. Листы V-48-V, VI (Отчет Улан-Удэнской партии о результатах геологического доизучения ранее заснятых площадей масштаба 1 : 200 000, проведенного в 1994–2001 гг.). – БурТФГИ, 2002.
124. *Покатилов Г. А., Павлов О. В.* Отчет о поисковых работах на цемсырье в юго-западном Прибайкалье в 1955 г. – Фонды ИГУ, 1956.
125. *Попов П. А.* Сводная гравиметрическая карта БурАССР масштаба 1 : 1 000 000 (Отчет о работах по теме № 146 за 1966–1969 гг.). – БурТФГИ, 1969.
126. *Падуров Н. Н.* Геология Южного Прибайкалья. – Фонды ИГУ, 1931.
127. *Рыбаков В. Г.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Ангары и ее притоков: Иркутка, Китоя, Ушаковки и Куды (Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 за 1991–1999 гг.). – Иркутск: Иркутскгеология, 2001.
128. *Сагалуев Д. Д., Новиков В. А.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Западно-Забайкальская. Лист М-48-Х. – БурТФГИ, 1964.
129. *Сагалуев Д. Д., Новиков В. А.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Западно-Забайкальская. Лист М-48-ХVI. Объяснительная записка. – БурТФГИ, 1972.
130. *Самсонов В. В., Пономарев Г. П., Самсонов Б. В. и др.* Геологическое строение и прогноз нефтегазодности континентальных бассейнов Бурятии (Отчет по договору с ОАО «Бургаз»). – БурТФГИ, 1999.
131. *Скобло В. М., Лямина Н. А.* Стратиграфия, фашиально-формационный анализ и методы изучения юрских, меловых и неогеновых отложений некоторых районов БурАССР (в связи с закономерностями размещения полезных ископаемых) (Отчет по теме № 224 за 1972–1974 гг.). – БурТФГИ, 1975.
132. *Скобло В. М., Лямина Н. А., Титов В. Д.* Биостратиграфия и фации рудоносных и угленосных кайнозойских образований Западного Забайкалья и Восточного Прибайкалья как основа геологопоисковых и геологоразведочных работ (Отчет ВостСибНИИГГиМС по теме № 3/284 за 1978–1981 гг.). – БурТФГИ, 1981.
133. *Скрипкина В. В., Рейф Л. И., Козлов В. Д. и др.* Особенности позднепалеозойских субвулканических гранитоидов юга Бурятии (Отчет по теме № 309 за 1979–1982 гг.). – БурТФГИ, 1982.
134. *Смирнов С. С., Касаткин П. И.* Отчет Мысовской магниторазведочной партии по исследованиям железорудных месторождений Мысовской стрелки и г. Хантагатай. – БурТФГИ, 1929.
135. *Смирнова С. А.* Геоэкологическая карта Республики Бурятия масштаба 1 : 1 000 000 в электронном варианте (Информационный отчет за 2001–2003 гг.). – БурТФГИ, 2004.
136. *Толстихин Ф. Ф.* Отчет о работах Посольской поисково-разведочной партии на карбонатное сырье за 1954 г. – БурТФГИ, 1954.
137. *Убодоев В. Б., Хлыстов П. А., Максимов И. Ф.* Обобщение материалов по алюминиевому сырью БурАССР (Отчет по теме № 21 за 1958–1960 гг.). – БурТФГИ, 1960.
138. *Убодоев В. Б., Хлыстов П. А.* Отчет по оценке бокситоносности кайнозойских отложений Тункинской, Байкальской и Баргузинской впадин по работе Бокситового отряда за 1960 г. – БурТФГИ, 1961.
139. *Филимонов А. В., Маняхин В. П.* Разрез нижнепалеозойской геосинклинали хр. Мал. Хамар-Дабан и бассейнов нижнего течения р. Темник // Подготовка материалов к легенде Госгеолкарты-50 (Отчет Хамар-Дабанского отряда за 1984–1987 гг.). – БурТФГИ, 1987.
140. *Флоренсов Н. А., Логачев Н. А., Кравченко Е. В.* Мезо–кайнозойские впадины Байкальской горной области и перспективы их нефтеносности (Отчет по теме № 2 за 1952–1955 гг.). – БурТФГИ, 1955.
141. *Фомин Н. И.* Геологическое строение центральной части Хамар-Дабана. – БурТФГИ, 1939.
142. *Фомин Н. И.* Геологический очерк бассейна рек Мишихи, Мысовой, Мантурихи и нижнего течения р. Темник. – БурТФГИ, 1940.
143. *Хардина А. М.* Подземный сток Байкало-Гусиноозерского водораздела (Автореф. дисс. к. г.-м. н.). – Иркутск, 2002.
144. *Цахновский М. А.* Краткая геолого-промышленная характеристика и подсчет запасов по шахтному полю № 1 Переемнинского месторождения Прибайкальского угленосного бассейна. – БурТФГИ, 1940.
145. *Шейнман Ю. М.* Сырьевые возможности Мысовского района (по данным предварительного отчета). – БурТФГИ, 1938.
146. *Шпильков А. Л., Соляников М. И.* Результаты аэрогеофизических работ в Закаменском, Джидинском, Кяхтинском и Ново-Селенгинском районах БурАССР (Отчет Аэрогеофизической партии за 1961 г.). – БурТФГИ, 1962.
147. *Шпильков А. Л., Мулюков Э. М., Александрова И. С. и др.* Результаты крупномасштабной аэрогеофизической съемки и наземной оценки аномалий на Шумацком, Зун-Муринском, Хамар-Дабанском, Ухагольском и Боксонском участках (Бурятская АССР) (Отчет о работах Аэрогеофизической партии за 1972 г.). – БурТФГИ, 1973.
148. *Черненко В. А., Лодейчиков О. В., Потороченко А. Н. и др.* Отчет о результатах поисковых работ Южно-Байкальской партии в Кабанском и Бичурском районах Бурятской АССР за 1959 г. – БурТФГИ, 1960.

149. *Эйдельман Я. М.* Отчет о поисково-разведочных работах на кирпичные глины в районе г. Бабушкин Кабанского района Бурятской АССР в 1959 г. – БурТФГИ, 1960.

150. *Яцык А. П., Маньков В. М., Томин В. С. и др.* Разработка рекомендаций по совершенствованию методов обработки геологоразведочных проб россыпей с целью выявления мелкого золота (Заключительный отчет о научно-исследовательской работе). – Иркутск: ОАО «Иргиредмет», 2001.

Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых листа М-48-IV Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное, Р – россыпное)	№ по списку литературы	Примечание, состояние эксплуатации
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Черные металлы					
<i>Железо</i>					
III-4	14	Месторождение 13-й км	К	[105]	Не промышленное, не эксплуатируется
III-4	15	Хантагайское	К	[105]	Не промышленное, не эксплуатируется
III-4	17	Мысовское-1	К	[105]	Не промышленное, не эксплуатируется
Благородные металлы					
<i>Золото</i>					
I-1	1	руч. Хартактай	Р	[105]	Отработано частично
I-1	3	руч. Черемшанка	Р	[82]	Добыто около 1 кг золота
I-1	15	Крестовская	Р	[15]	Законсервировано
I-1	16	руч. Малые Коты	Р	[82]	Добыто до 1918 г. около 70 кг золота
I-1	20	падь Большие Коты	Р	[82]	Отработано частично
I-1	22	падь Большая Сенная	Р	[82]	Добыто до 1918 г. 62 кг золота
I-1	24	падь Нижняя	Р	[82]	Отработано частично
I-1	27	падь Жилище	Р	[82]	Отработано частично
I-1	32	Прибрежная	Р	[82]	Добыто до 1918 г. около 7 кг золота
I-1	34	р. Черная	Р	[82]	Отработано частично
I-1	36	Соболевская прибрежная	Р	[82]	Добыто до 1918 г. около 4 кг золота
II-4	3	Чукчанская	Р	[86]	Сведений о добыче нет
III-4	8	Верхнетельная	Р	[105]	Сведений о добыче нет
IV-1	10	Рассоха (Переменная)	Р	[91]	Сведений о добыче нет
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Химическое сырье					
<i>Известняки (флюс)</i>					
I-1	19	Малокадильнинское	К	[82]	Не эксплуатируется
Строительные материалы					
<i>Магматические породы</i>					
<i>Гранит</i>					
II-4	5	Клюевское	К	[105]	Не эксплуатируется
III-3	1	Мишихинское	К	[105]	Не эксплуатируется
Карбонатные породы					
<i>Известняк</i>					
I-1	26	Большекадильнинское	К	[82]	Не промышленное, не эксплуатируется
I-2	1	Ушканье	К	[82]	Не промышленное, не эксплуатируется
I-2	2	Безымянное	К	[82]	Не промышленное, не эксплуатируется
<i>Доломит</i>					
II-4	1	Мысовское	К	[105]	Разведано, не эксплуатируется
<i>Глинистые породы</i>					
<i>Сланцы кровельные</i>					
I-1	25	Кадильнинское	К	[82]	Не промышленное, не эксплуатируется

Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых ореолов (ШО) и потоков (ШП), первичных геохимических ореолов (ПГХО), вторичных геохимических ореолов (ВГХО) и потоков (ВГХП), гидрохимических потоков (ГДХП), геофизических (ГФА) и радиоактивных (РА) аномалий, показанных на карте полезных ископаемых листа М-48-IV Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Черные металлы				
<i>Железо</i>				
III-4	4	Правотельное	[122]	ПМ. Ксенолиты скарнированных сланцев с магнетитом
III-4	6	Левомысовское	[122]	ПМ. Ксенолиты скарнированных сланцев с магнетитом
III-4	11	Тельное	[122]	ПМ. Линзы скарнов с вкрапленностью магнетита (до 3-5%)
III-4	13	Бассейн Мысовки-Тельной	[147]	ГФА. Аэромагнитная аномалия, предположительно связанная с железорудными залежами
III-4	25	Бушелейское	[105]	П. Скарнированные сланцы с вкрапленностью магнетита (5%)
III-4	26	Ивановское	[105]	П. Скарнированные сланцы с вкрапленностью магнетита (5%)
IV-4	4	Холяторское	[105]	П. Диориты с магнетитом и титаномагнетитом (до 10-15%)
<i>Титан</i>				
IV-4	18	Широкое	[95, 118]	ПМ. Габбро и амфибол-слюдистые перидотиты с титаномагнетитом, ильменитом
<i>Хром</i>				
III-2	10	р. Ключи	Автор	ВГХП. Cr - 0,02%; Mn - 0,15%; Co - 0,004%; V - 0,015%; Ni - 0,006%
III-3	10	Ключ Болотный	Автор	ВГХП. Cr - 0,015%; Ni - 0,01%; Sr - 0,2%; Ag - 0,2 г/т
IV-4	29	р. Удунгушка	Автор	ВГХО. Cr - 0,01-0,02%; Ba - 0,1%; P - 0,2-0,5%; Mn - 0,1-0,3%; Ni - 0,005%
<i>Ванадий</i>				
III-2	12	Верховье р. Ключи	Автор	ВГХО. V - 0,02%; Cr - 0,01%; Mn - 0,15%
III-3	12	Правобережье р. Лев. Мишиха	Автор	ВГХО. V - 0,01-0,02%; Ti - 0,6-1,0%; Ba - 0,1-0,2%; Mn - 0,2%
III-4	29	р. Второе Уляты	Автор	ВГХП. V - 0,02%; P и Ba - 0,1%; Mn - 0,2%; Cr - 0,01%; Ni - 0,008%
IV-4	10	Верховье р. Удунгушка	Автор	ВГХП. V - 0,015-0,03%; Mn - 0,06-0,2%; Cr - 0,006-0,01%
<i>Марганец</i>				
IV-1	1	р. Черемшанка	Автор	ВГХП. Mn - 0,3-0,6%; P - 0,1%
Цветные металлы				
<i>Медь</i>				
I-1	4	р. Сапунка	Автор	ВГХО. Cu - 0,006%
III-3	9	Правобережье руч. Болотный	Автор	ПМ. Гранат-везувиановый скарн в терригенно-карбонатных сланцах
<i>Свинец</i>				
I-1	35	Южный склон хр. Приморский	Автор	ПГХО. Pb - 0,008-0,01%; Zn - 0,015%
III-4	31	Водораздел Холяторка-Мысовка	Автор	ПГХО. Pb - 0,005-0,01%; Zn и V - 0,015%
IV-1	13	Верхнее течение р. Осиновка	Автор	ВГХП. Pb - 0,004%; Cr - 0,008%; P - 0,4%; Ag - 0,2 г/т
IV-3	5	Приустьевая часть р. Холяторка	Автор	ВГХО. Pb - 0,003-0,008%
<i>Цинк</i>				
I-1	5	Верховье р. Ундун-Даван	Автор	ВГХО. Zn - 0,02-0,03%

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-1	12	Нижнее течение руч. Малый Кадильный	Автор	ВГХО. Zn - 0,02-0,03%
III-3	15	Среднее течение р. Лев. Мишиха	Автор	ВГХП. Zn - 0,015%; Mn - 0,15%
IV-2	4	Верховье ключа Крутой	Автор	ВГХО. Zn - 0,01-0,02%; Cu - 0,004%
<i>Никель</i>				
IV-2	8	Верховье ключа Каменка	Автор	ВГХП. Ni - 0,005-0,01%; Co - 0,004%; Cr - 0,01%; Mn - 0,1-0,2%
<i>Кобальт</i>				
I-1	6	Правый приток р. Ундун-Даван	Автор	ВГХО. Co - 0,004%; Ni - 0,006%
I-1	11	Верховье пади Бол. Кадильная	Автор	ВГХО. Co - 0,004%; Ni - 0,006%
<i>Молибден</i>				
II-4	6	Правомысовский	[105]	ПМ. Дайка гранит-порфиров с молибденитом
III-2	9	Верховье р. Правая Половинка	Автор	ВГХП. Mo - 0,001%
III-3	2	Среднее течение р. Болваниха	Автор	ВГХО. Mo - 0,0004-0,002%; Sr и Ba - 0,1%; Ag - 0,1 г/т
III-4	9	Верховье р. Правая Тельная	Автор	ВГХП. Mo - 0,001-0,002%; Cr и Ni - 0,01%; Ag - 0,1 г/т
IV-1	2	р. Аносовка	Автор	ВГХО. Mo - 0,0006-0,002%
IV-2	5	руч. Абросов	Автор	ВГХП. Mo - 0,002%
IV-3	14	Верховье р. Левый Исток	Автор	ВГХО. Mo, Sn - 0,0005-0,0015%; Li, Zn - 0,006-0,02%; Ag - 0,1-0,2 г/т
IV-3	19	р. Бурятская	Автор	ВГХП. Mo - 0,0015%; Zn - 0,02%
IV-4	2	Ключ Холодный	Автор	ВГХО. Mo - 0,0003-0,002%
IV-4	6	Верховье р. Удунгушка	Автор	ВГХО. Mo - 0,001-0,002%; Li - 0,01%; Ag - 0,2 г/т
IV-4	7	Верховье р. Удунгушка	Автор	ПМ. Окварцованный и гематитизированный гранит
IV-4	14	Правобережье р. Тихая	Автор	ПГХО. Mo - 0,0005-0,001%; Cu, Pb, Zn - до 0,008%; Ag - до 0,5 г/т
IV-4	19	Падь Широкая	Автор	ВГХП. Mo - 0,0008-0,002%
IV-4	21	Верховье р. Правая Мишиха	Автор	ВГХО. Mo - до 0,002%; Ag - 0,2 г/т; Zn - 0,02%
IV-4	27	Долина Удунгушки (родники 797, 802)	[110]	ГДХП. Mo - 0,01%; Zn - 0,008%. В воде (мкг/л): Mo - 5; Zn - 100; Ag - 1,5
<i>Вольфрам</i>				
III-2	5	Верховье р. Половинка	[86]	ШП. Знаки шеелита
III-4	1	Правый приток р. Бол. Тельная	[86]	ШП. Знаки шеелита и молибденита
III-4	3	Левобережье р. Мысовка	[86]	ШП. Знаки шеелита
III-4	12	Правый приток р. Прав. Мысовка	[86]	ШП. Знаки шеелита и молибденита
III-4	30	Верховье р. Мысовка	[86]	ШО. Знаки шеелита, касситерита, пироклора, молибденита
IV-2	1	Правобережье р. Переемная	[86]	ШО. Знаки шеелита
IV-2	2	Верховье р. Култукский Ключ	[86]	ШП. Знаки шеелита и молибденита
IV-4	11	Устье р. Моховая	[86]	ШО. Знаки шеелита
IV-4	13	Левобережье р. Прав. Мишиха	Автор	ПМ. Скарнированные карбонатно-кремнистые сланцы, W - 0,005%
<i>Олово</i>				
III-3	14	Верховье руч. Каменистый	Автор	ВГХП. Sn - 0,0006%; Pb - 0,002%; Zn - 0,01%
III-4	24	Верховье р. Прав. Мысовка	[122]	ПМ. Скарн с вкрапленностью касситерита, Sn - до 0,012%
IV-2	7	руч. Большой	[122]	ШП. Знаки касситерита и шеелита
IV-3	1	Устье р. Култукский Ключ	[86]	ШО. Знаки касситерита, шеелита, редко - молибденита
IV-3	12	руч. Кедровый	Автор	ВГХП. Sn - 0,0006%; Mo - 0,0006-0,001%; Zn - 0,01-0,02%; Ag - 0,2 г/т
Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы				
<i>Литий</i>				
III-1	2	Верховье р. Шестипалиха	Автор	ВГХП. Li - 0,01%; Mn - 0,1%

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-1	18	Верховье р. Аносовка	Автор	ВГХО. Li - 0,01%; Ti - 0,6%; Mn - 0,15%; La - 0,008%
IV-2	9	Верховье руч. Холодный	Автор	ВГХО. Li - 0,01%; Ti - 0,6%; Mn - 0,1%
IV-3	11	руч. Левый Исток	Автор	ВГХП. Li - 0,01%; Mo - 0,0015%
IV-3	13	руч. Быстрый Ключ	Автор	ВГХП. Li, Zn - 0,01%; Ag - 0,1 г/т
<i>Цирконий</i>				
III-2	2	р. Бол. Язовка	Автор	ВГХП. Zr - 0,1%; Ti - 0,6%; Mn, Ba - 0,1%; Ag - 0,2 г/т
IV-1	15	Верховье р. Рассоха	Автор	ВГХП. Zr - 0,1%; La - 0,015%
<i>Скандий</i>				
IV-2	3	р. Култукский Ключ	Автор	ВГХП. Sc - 0,002-0,003%; Cr - 0,15%
<i>Иттрий</i>				
IV-1	3	Верховье руч. Желтый Берег	Автор	ВГХП. Y - 0,01-0,03%; La - 0,02%
IV-1	19	Верховье р. Немский Ключ	Автор	ВГХП. Y и La - 0,01%
<i>Лантан</i>				
I-1	13	Верховье пади Прямая	Автор	ВГХО. La - 0,01-0,02%
I-1	17	Междуречье Мал. Коты–Бол. Сенная	Автор	ВГХО. La - 0,01-0,02%
III-1	4	р. Безголовка	Автор	ВГХО. La, Zn, Cr - 0,01%
IV-3	15	Верховье р. Лев. Мишиха	Автор	ВГХО. La - 0,006-0,015%, Zr - 0,04-0,1%, Y - 0,005-0,008%
IV-4	1	Правый приток р. Холяторка	Автор	ВГХП. La - 0,01%; Ba - 0,1%; Be - 0,0004%
<i>Стронций</i>				
III-3	4	Правобережье р. Прав. Мишиха	Автор	ВГХО. Sr - 0,1-0,2%, Ba - 0,08-0,15%, Ag - 0,1-0,3 г/т
<i>Барий</i>				
II-4	4	Нижнее течение р. Ключевка	Автор	ВГХП. Ba - 0,2%; Sr - 0,08%; Pb - 0,003%; Ag - 0,15 г/т
III-3	11	Верховье руч. Братский	Автор	ВГХО. Ba - 0,01-0,02%; Sr и Mn - 0,1-0,15%; Ti - 0,4-0,6%; Ag - 0,1 г/т
IV-4	5	Нижнее течение р. Холяторка	Автор	ВГХО. Ba - 0,2%; Sr - 0,1%; Pb - 0,003%; Zn - 0,015%; Ag - 0,1-0,15 г/т
Благородные металлы				
<i>Золото</i>				
I-1	8	Верховье падей Бол. Коты–Подосеновая	Автор	ВГХО. Au - 0,001-0,006 г/т
I-1	9	Верховье пади Бол. Коты	[82]	ПМ. В цементе юрских конгломератов Au - 0,1-0,65 г/т
I-1	10	Верховья пади Нижняя	[120]	ШП. Знаки золота
I-1	14	Падь Подосеновая	[120]	ШП. Знаки золота
I-1	18	Водораздел падей Бол. Сенная–Нижняя	[120]	ВГХО. Au - 0,01-0,02 г/т
I-1	21	Водораздел падей Бол. и Мал. Коты	[120]	ВГХО. Au - 0,001-0,005 г/т
I-1	23	Водораздел падей Бол. Сенная–Нижняя	[120]	ВГХО. Au - 0,01-0,02 г/т
I-1	28	Водораздел падей Бол. и Мал. Коты	Автор	ПГХО. Au - 0,001-0,03 г/т (32 ск.)
I-1	29	Падь Варначка	[120]	ШП. Знаки золота
I-1	30	Падь Безымянная	[120]	ШП. Знаки золота
I-1	31	Устье падей Бол. и Мал. Коты	Автор	ПГХО. Au - 0,001-0,03 г/т (17 ск.)
I-1	33	Междуречье падей Бол. и Мал. Сенная	Автор	ПГХО. Au - 0,001-0,02 г/т (7 ск.)
III-3	7	Стрелка рек Лев. и Прав. Мишиха	Автор	ПГХО. Au - 0,001-15 г/т; Ag - 0,1-3 г/т
III-3	8	Осередыш	Автор	П. Обломки кварца среди скарированных карбонатных сланцев темникской свиты с Au до 15 г/т
III-4	7	Правый приток р. Прав. Тельная	Автор	ШО. Золота от 2 до 15 знаков
IV-3	6	Междуречье Каменистая–Бурятская	Автор	ПГХО. Au - 0,01 г/т и Ag - 0,54 г/т

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-3	7	Изгиб	Автор	П. Зона прожилкового окварцевания с золотом до 36 г/т в углеродистых метапелитах и сланцах
IV-3	8	р. Каменистая	Автор	ШО. Знаки золота, пирита
IV-4	23	хр. Хамар-Дабан	Автор	ПГХО. Au - 0,002-0,008 г/т (23 ск.)
IV-4	24	р. Элигин	Автор	ПГХО. Au - 0,002-0,005 г/т; Ag - 1-3 г/т
IV-4	25	Южный склон г. Обзорная	Автор	ПГХО. Au - 0,003 г/т; Ag - 0,2-3 г/т
<i>Серебро</i>				
I-1	2	Верховье р. Ундун-Даван	Автор	ВГХО. Ag - 0,15-0,3 г/т; Ba - 0,1%; Zn - 0,01-0,015%; Cu - 0,004%
II-4	2	р. Мал. Тельная	Автор	ВГХП. Ag - 0,15-0,3 г/т
III-1	3	р. Осиновка	Автор	ВГХП. Ag - 0,1-0,3 г/т
III-1	6	Правобережье р. Переемная	Автор	ВГХП. Ag - 0,1-0,5 г/т, Li - 0,006-0,01%
III-2	1	р. Малиновка	Автор	ВГХП. Ag - 0,1-0,3 г/т
III-2	3	руч. Отбросок	Автор	ВГХП. Ag - 0,15-0,3 г/т
III-2	4	р. Бол. Язовка	Автор	ВГХО. Ag - 0,15-0,2 г/т
III-2	6	Верховье р. Куркавочная	Автор	ВГХП. Ag - 0,1-0,3 г/т
III-3	3	Междуречье Быстрая-Прав. Мишиха	Автор	ВГХО. Ag - 0,15-0,3 г/т, Be - 0,0008%
III-4	2	Среднее течение р. Клюевка	Автор	ВГХО. Ag - 0,15-0,2 г/т
IV-1	9	Верховье р. Прав. Аносовки	Автор	ВГХО. Ag - 0,15-0,2 г/т, Y и La - 0,006-0,015%
IV-3	2	Междуречье Бурятская-Каменистая	Автор	ВГХО. Ag - 0,1-0,3 г/т
IV-3	17	Междуречье Бурятская-Тихая-Элигин	Автор	ВГХО. Ag - 0,15-0,5 г/т
IV-4	9	Междуречье Холяторка-Удунгушка	Автор	ВГХО. Ag - 0,15-0,3 г/т
IV-4	17	Верховье р. Прав. Мишиха	Автор	ВГХО. Ag - 0,1-0,5 г/т
IV-4	28	р. Горан	Автор	ВГХП. Ag - 0,15-3 г/т; Au - до 0,005 г/т
Радиоактивные элементы				
<i>Торий</i>				
III-3	5	Верховье р. Быстрая	[86]	ШП. Торита-оранжита - до 8 г/м ³
III-4	19	Правый приток р. Прав. Мысовка	[86]	ШП. Торита и монацита - знаки
III-4	21	Левобережье р. Бол. Ивановка	[86]	ШП. Торита и монацита - знаки
III-4	27	Среднее течение р. Лев. Мысовка	[86]	ШП. Знаки торита, ортита, пирохлора и тантало-ниобатов
IV-3	9	Междуречье Исток-Прав. Мишиха	[86]	РА. Ториевой природы, 50-80 мкР/ч
IV-3	10	Верховье р. Лев. Мишиха	[86]	РА. Ториевой природы, 60-85 мкР/ч
IV-3	18	Верховье р. Тихая	[86]	ШП. Торита и ортита - до 70 г/м ³
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Химическое сырье				
<i>Флюорит</i>				
IV-4	22	Хасуртайское	[105]	ПМ. Кварц-флюоритовые прожилки мощностью до 0,5 см
IV-4	26	Братское	[105]	ПМ. Кварц-флюоритовые прожилки мощностью до 0,5 см
Минеральные удобрения				
<i>Апатит</i>				
IV-4	3	Мысовское	[122]	П. Массив габброидов с аксессуарным апатитом до 8%, содержание P ₂ O ₅ - от 0,4 до 1,5%
Керамическое и огнеупорное сырье				
<i>Высокоглиноземистые материалы</i>				
III-1	7	Переемное	[87, 105, 137]	П. Сланцы с силлиманитом (10-20%), дистеном и андалузитом
III-1	9	Рудовское	[86, 149]	П. Линзы и прослои силлиманитовых сланцев мощностью 0,5-15 м
III-4	18	Мысовское	[86, 105]	П. Линзы силлиманитовых сланцев мощностью до 80 м
IV-1	5	Правоаносовское	[87, 90, 149]	П. Линзы силлиманитовых сланцев на контакте с гранитами
IV-1	8	Аносовское	[87, 90, 149]	П. Линзы и горизонты до 3 м силлиманитовых сланцев с содержанием глинозема до 15,3%

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-1	12	Леваносовское	[87, 90, 149]	П. В гнейсах горизонты и линзы силлиманитовых сланцев мощностью от 20 до 50 м
IV-2	6	Левомишихинское	[87, 105, 137]	П. Прослои, линзы силлиманитовых сланцев мощностью до 50 м
IV-2	10	Кошулинское	[87, 105, 137]	П. Силлиманитовые сланцы в экзоконтакте гранитов мощностью до 50 м
Абразивные материалы				
<i>Гранат</i>				
III-4	5	Верхнетельный	[122]	ПМ. Кристаллосланцы с вкрапленностью (35-45%) красно-розового альмандина
III-4	10	Левомысовский	[122]	ПМ. Скарны с вкрапленностью (20-30%) малиново-красного альмандина
III-4	16	Клюевский	[122]	ПМ. Гранат-эпидотовые скарны с прожилками буровато-красного альмандина мощностью до 20 см
Горнотехническое сырье				
<i>Мусковит</i>				
III-1	8	Переемное	[86, 92, 118]	П. Пегматитовая жила с мусковитом, турмалином, топазом мощностью 1,75 м
III-2	7	Отбросок	[90]	П. Пегматитовые жилы с мусковитом, топазом мощностью 1-4 м
III-2	8	Ушаковское	[90]	П. Пегматитовые жилы с мусковитом, топазом мощностью до 1,5 м
III-2	11	Осиновое	[90]	П. Пегматитовые жилы с мусковитом, топазом мощностью до 1,5 м
III-4	20	Правомысовское	[90]	П. Серия пегматитовых жил (0,5-2 м) с мусковитом, торитом, танталониобатами, ортитом, шеелитом
IV-1	6	Осиновка-2	[86, 92, 118]	П. Серия маломощных пегматитовых жил (1,8х(5-10) м) с мусковитом
IV-1	7	Осиновка-3	[90]	П. Жила пегматита с мусковитом, топазом мощностью 2,5 м
IV-1	11	Осиновка-1	[86, 92, 118]	П. Жила пегматита с мусковитом, топазом мощностью 3,15 м
IV-1	14	Рассохинское	[90]	П. Жила пегматита с мусковитом, топазом, турмалином 20х1,5 м
IV-1	16	Аносовское	[86, 92, 118]	П. Серия пегматитовых жил, насыщенных мусковитом (до 40%) и турмалином
IV-1	17	Правовыдринское	[90]	П. Жила пегматита с мусковитом, топазом, турмалином 20х1,5 м
IV-1	20	Выдринское	[90]	П. Жила пегматита с мусковитом, топазом, турмалином 20х1,5 м
IV-1	21	Верхнепереемное	[90]	П. Пегматитовые жилы с мусковитом, топазом мощностью 1-4 м
IV-3	20	Бурятское	[90]	П. Пегматитовая жила с мусковитом, топазом мощностью до 1,5 м
ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ				
Минеральные лечебные				
<i>Радоновые</i>				
I-1	7	Родник 166	[110]	Rn - 92-133 Бк/л, U - 5×10^{-6} г/л, Ag - 15 мкг/л, Мо - 0,01%
II-4	7	Родник 812	[110]	Rn - 207 Бк/л; в сухом остатке (%): Мо - 0,01; Zn - 0,02; Cu, Pb - 0,006
III-3	6	Родник 138	[110]	Rn - 196 Бк/л, Zn - 30 мкг/л
III-4	22	Родник 1055	[110]	Rn - 270 Бк/л, Zn - 20 мкг/л
III-4	23	Родник 139	[110]	Rn - 222 Бк/л, Zn - 35 мкг/л
III-4	28	Родник 1049	[110]	Rn - 178 Бк/л, Zn - 60 мкг/л
IV-3	4	Родник 1033	[110]	Rn - 130 Бк/л, Мо, Zn, Cu - 0,001%
IV-3	16	Родник 785	[110]	Rn - 126 Бк/л, Zn - 100 и Мо - 10 мкг/л
IV-3	21	Родник 735	[110]	Rn - 222 Бк/л, Zn - 80 мкг/л
IV-4	8	Родник 384	[110]	Rn - 285 Бк/л, Zn - 140 мкг/л
IV-4	12	Родник 385	[110]	Rn - 237 Бк/л, Ag - 65 и Zn - 100 мкг/л
IV-4	15	Родник 420	[110]	Rn - 352 Бк/л
IV-4	16	Родник 421	[110]	Rn - 360 Бк/л

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-4	20	Родник 804	[110]	Rn - 362 Бк/л
<i>Сероводородные</i>				
III-1	1	Родник 102	Автор	Восходящий источник с резким запахом сероводорода
III-1	5	Родник 123	Автор	Восходящий источник с резким запахом сероводорода
III-3	13	Родник 145	Автор	Восходящий источник с резким запахом сероводорода
IV-1	4	Родник 131	Автор	Восходящий источник с резким запахом сероводорода
IV-3	3	Родник 143	Автор	Восходящий источник с резким запахом сероводорода

Список месторождений и проявлений (П) полезных ископаемых, показанных на карте палеоген-четвертичных образований листа М-48-IV Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Ссылка на литературу	Состояние эксплуатации
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Нефть и газ				
<i>Нефть</i>				
III-1	11	Танхойское	[105]	П. Не перспективно
<i>Газ горючий</i>				
II-2	1	Южнокотловинное	[44]	П. Не разведано
III-1	23	Дулихинское	[110]	П. Не перспективно
Твердые горючие ископаемые				
<i>Уголь бурый</i>				
II-3	2	Ивановское	Автор	П. Не разведано
II-4	8	Мантурихинское	Автор	П. Не разведано
III-1	19	Танхойское	[94]	Не эксплуатируется
III-1	22	Селенгушка	[105]	П. Не разведано
III-2	14	Малиновское	[94]	П. Не разведано
III-2	15	Осиновское	[94]	Не эксплуатируется
III-2	16	Ушаковское	[94]	Не эксплуатируется
III-2	20	Переемнинское	[94]	Не эксплуатируется
III-2	22	Половинка	[94]	Не эксплуатируется
III-2	25	Куркавочное	[94]	Не эксплуатируется
III-3	18	Мишихинское	[94]	П. Не разведано
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Цветные металлы				
<i>Алюминий</i>				
II-3	4	Клюевское	[87]	П. Не промышленное
II-4	14	Мысовское	[87]	П. Не промышленное
III-1	24	Танхойское	[137]	П. Не промышленное
III-2	24	Куркавочное	[137]	П. Не промышленное
III-2	26	Осиновское	[87]	П. Не промышленное
III-3	21	Мишихинское	[87]	П. Не промышленное
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Строительные материалы				
<i>Карбонатные породы</i>				
<i>Мергель</i>				
III-2	19	Половинкинское	[105]	П. Не промышленное
III-2	23	Переемнинское	[105]	П. Не промышленное
<i>Глинистые породы</i>				
<i>Глины кирпичные</i>				
II-3	3	Клюевское	[105]	Не промышленное
II-4	9	Чукчанское	[105]	Не эксплуатируется
II-4	12	Мысовское	[105]	Эксплуатируется
III-1	10	Осиновское	[105]	Не промышленное, не эксплуатируется
III-1	13	Танхойское	[105]	Не эксплуатируется
III-1	14	Нижне-Осиновское	[105]	Не промышленное, не эксплуатируется
III-1	16	«271-й км»	[105]	Не эксплуатируется
III-1	20	Шестипалихинское	[105]	Не промышленное, не эксплуатируется
III-1	26	Дулихинское	[105]	Не эксплуатируется
III-2	13	Ушаковское	[105]	Не промышленное, не эксплуатируется
III-2	17	Переемнинское	[105]	Не промышленное, не эксплуатируется
III-3	19	Мишихинское	[105]	Не промышленное, не эксплуатируется
<i>Обломочные породы</i>				
<i>Песчано-гравийный материал</i>				
III-1	15	Малоосиновское	[105]	Разведано, не эксплуатируется
III-1	17	«271-й км»	[105]	Разведано, не эксплуатируется
III-1	18	«268-й км»	[105]	Разведано, не эксплуатируется
III-1	25	«272-й км»	[105]	Разведано, не эксплуатируется
III-3	17	Мишихинское	[105]	Разведано, не эксплуатируется

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Ссылка на литературу	Состояние эксплуатации
<i>Песок строительный</i>				
П-3	1	Ивановское	[105]	Разведано, не эксплуатируется
П-4	11	Мысовское	[105]	Разведано, не эксплуатируется
Прочие ископаемые				
<i>Песок формовочный</i>				
П-4	15	Осиновское	[105]	Разведано, не эксплуатируется
П-4	17	Клюевское	[105]	Разведано, не эксплуатируется
ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ				
Питьевые				
<i>Пресные</i>				
П-4	10	уч. Бабушкин	[116]	Разведано, эксплуатируется
П-4	13	Мысовское	[108]	Разведано, эксплуатируется
П-4	16	Клюевское	[143]	Разведано, эксплуатируется
П-1	12	Танхойское	[143]	Разведано, эксплуатируется
П-1	21	Дулихинское	[143]	Разведано, эксплуатируется
П-2	18	Малиновское	[143]	Разведано, эксплуатируется
П-2	21	Переемное	[143]	Разведано, эксплуатируется
П-3	16	Коврижка	[143]	Разведано, эксплуатируется
П-3	20	Мишихинское	[143]	Разведано, эксплуатируется

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых к Госгеолкарте листа М-48-IV

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Кол-во прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Нефть и газ	Газ горючий	1	P ₃	114 млрд м ³
Твердые горючие ископаемые	Уголь бурый	8	P ₃	930 млн т
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Черные металлы	Железо	3	P ₃	150 млн т
Благородные металлы				
Присянская минерагеническая зона				
Ангаро-Котинский золотоносный узел	золото россыпное	15	P ₂	1,62 т
			P ₃	1,09 т
Темник-Итанцинская минерагеническая зона				
Прогнозируемый Мишихинский золоторудный узел	золото рудное	2	P ₃	30 т
		5	P ₃	0,32 т
Мысовский золото-железородный узел	золото россыпное	1	P ₃	0,05 т

Таблица прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов к листу Госгеолкарты М-48-IV

№ п/п	Название и ранг объекта и его индекс на схеме прогноза	Площадь объекта, км ²	Вид полезного ископаемого	Характеристика, оценочные параметры, тип оруденения	Завершенная стадия работ	Категория ресурсов	Ресурсы, т	Рекомендуемые виды работ и их очередность	Источник информации
Темник-Итанцинская минерагеническая зона									
1	4.0.1 Прогнозируемый Мишихинский золоторудный узел	600	Золото	р.ф. - золото-кварцевая малосульфидная, метод аналогии, с/м	ГДП-200	P ₃	30	Специализированные поиски масштаба 1 : 50 000	Данные авторов
2	4.0.1.1 Прогнозируемое Правомишихинское золоторудное поле	72	Золото	р.ф. - золото-кварцевая малосульфидная, метод аналогии, с/м	ГДП-200	P ₃	12	Специализированные поиски масштаба 1 : 25 000	Данные авторов
3	4.0.1.2 Прогнозируемое Ловомишихинское золоторудное поле	96	Золото	р.ф. - золото-кварцевая малосульфидная, метод аналогии, с/в	ГДП-200	P ₃	18	Специализированные поиски масштаба 1 : 25 000	Данные авторов

Список стратотипов, петротипов, опорных обнажений и буровых скважин, показанных на геологической карте и карте палеоген–четвертичных образований листа М-48-IV

№ на карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № объекта
1	Скважина, 225,5 м, вскрывает разрез неоплейстоцен–голоценовых озерных отложений дна оз. Байкал	[43], скв. BDP-97
2	Скважина, 165,0 м, вскрывает разрез угленосных отложений танхойской свиты олигоцена–миоцена	Скв. 36
3	Скважина, 171,0 м, вскрывает разрез угленосных отложений танхойской свиты олигоцена–миоцена	Скв. 32
4	Скважина, 100,0 м, вскрывает граносиениты второй фазы позднеджидинского комплекса среднего карбона	[110], скв. 13
5	Опорное обнажение (прорывание гнейсогранитами хамардабанского комплекса граносиенитов 2 фазы позднеджидинского комплекса среднего карбона)	Обн. 137+600 м
6	Скважина, 100,4 м, вскрывает разрез отложений танхойской свиты олигоцена–миоцена	[110], скв. 7
7	Опорное обнажение (прорывание жилами пепельно-серых граносиенитов билютайского комплекса силикатно-карбонатных сланцев темникской свиты)	Обн. 87
8	Скважина, 210,0 м, вскрывает разрез осиновской свиты неогена	[110], скв. 1
9	Скважина, 119,4 м, вскрывает основание разреза отложений танхойской свиты олигоцена–миоцена	[86], скв. 7
10	Опорное обнажение (налегание осадочных отложений танхойской свиты на гнейсы уланбургасского (?) комплекса)	[145]
11	Опорное обнажение (прорывание щелочнополевошпатовыми граносиенитами соготинского комплекса поздней перми граносиенитов 2 фазы позднеджидинского комплекса среднего карбона)	Обн. 125+850 м
12	Петротип хамардабанского комплекса гнейсогранитов (Темникский массив)	[56, 100, 105, 128]

Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов

№ по карте	Наименование геологического подразделения	Метод определения	Возраст, млн лет	№ источника по списку литературы, авторский № пункта
1, 2	Гнейсограниты хамардабанского комплекса (Темникский массив)	Rb-Sr	307±6	Данные авторов, обр. 74-1, 1104

Список пунктов находок ископаемых остатков, показанных на листе М-48-IV

№ на карте	Свита, генетический тип	Порода	Органические остатки		Возраст	№ источника по списку литературы, место отбора
1	Дабатская свита	Песчаники	Флора	<i>Czekanowskia</i> sp., <i>Phoenicopsis</i> sp.	Юра	[105]
2	Танхойская свита	Аргиллит	Пыльца	Мелколиственные (до 62,1 %); широколиственные (23,2 %); покрытосеменные (93,3 %); травы (8 %) – малое разнообразие (злаковые, гречишные)	Поздний миоцен–ранний плиоцен	[132], обн. 119, р. Мысовка
3	Танхойская свита (низы)	Аргиллит	Пыльца	Покрытосеменные (50–55 %) – дуб, орех, ильм, липа, граб, бук, гикори, лапа, магнолия, восковниковые, береза, лещина, ива и ольха. Немного пыльцы сумаха, мирты, тюльпанового дерева и ниссы. Голосеменные (39–47 %) – экзотические ели, сосна, ногоплодник, тсуг, пихта, лиственница, болотный кипарис.	Ранний–средний миоцен	[51], р. Клюевка
			Спores	<i>Osmundaceae</i> , <i>Polypodiaceae</i> , <i>Salvinia</i> sp., <i>Ceratopteris</i> sp., <i>Azolla</i> sp., плауны, зеленые и сфагновые мхи		
4	Танхойская свита	Песчаник, алевролит	Рыбы	<i>Percidae</i> (окуневые) – <i>Perca</i> sp.; <i>Cyprinidae</i> (карповые) – <i>Leucaspius</i> (?) sp.; <i>Blicca</i> sp. (густепера);	Неоген	[131, 132], обн. 110, р. Мишиха
		Глинистый песчаник	Моллюски	<i>Limnocyrena baicalensis</i> (Ramm.), <i>L. parva</i> (Ramm.), <i>L. fogeli</i> (Ramm.), <i>Sphaerium</i> cf. <i>corneum</i> L.	Поздний миоцен	
		Алевролит	Спores	<i>Salix varians</i> Goerr., <i>S. cf. palibini</i> Il., <i>S. sp. 1</i> , <i>S. sp. 2</i> , <i>Populus</i> ex gr. <i>balsamoides</i> Goerr., <i>Betula</i> ex gr. <i>nigra</i> L., <i>B. ex sect. costatae</i> , <i>Ostrya</i> sp., <i>Ulmus</i> sp. 1, <i>U. sp. 2</i> (1)		
			Пыльца	Покрытосеменные (47,3–62 %): широколиственные 20–42 %, травы – 4,1–10 %, мелколиственные – до 21,9 %		
5	Танхойская свита	Аргиллит	Пыльца	Покрытосеменные (47,1 %): широколиственные (26 %) – ильм, бук, дуб, лапина, орех; мелколиственные (до 13,6 %); травы	Поздний миоцен–ранний плиоцен	[132], обн. 195, р. Осиновка (Ушаковская)
6	Танхойская свита (нижний горизонт)	Глины, алевролиты	Двустворки	Родов <i>Unio</i> , <i>Lamproscapha</i> , <i>Limnoscapha</i> , <i>Lepidodesma</i> , <i>Anodonta</i> , <i>Lanceolaria</i> , <i>Limnocyrena</i> , <i>Sphaerium</i> и др.	Миоцен–плиоцен	[132], р. Половинка
			Гастроподы	<i>Baicalia</i> , <i>Liobaicalia</i> , <i>Viviparus</i> , <i>Tulotoma</i> , <i>Lithoglyphus</i>	Ранний–средний миоцен	[51, 54]
			Пыльца	Листопадной турганской флоры (53–51 %) – ореховые, дубы, грабы, бук, падуб, каштаны, клен, ильм, лещина, береза, ольха; субтропических растений (2–6 %) – магнолии, ликвидамбра, тутовика, сумаха; голосеменных (20–28 %) – болотного кипариса, разнообразных елей, пихты, сосны, меньше – ногоплодника и тсуги.		
			Спores	Папоротников <i>Osmundaceae</i> , <i>Polypodiaceae</i> , <i>Salvinia</i> sp., <i>Azolla</i> sp., <i>Ceratopteris</i> sp., плаунов, зеленых и сфагновых мхов		

№ на карте	Свита, генетический тип	Порода	Органические остатки		Возраст	№ источника по списку литературы, место отбора
7	Танхойская свита (верхние горизонты)	Глинистый песчаник	Споры Пыльца	<i>Salix varians</i> Goerr., <i>S. cf. palibini</i> Il., <i>S. sp. 1</i> , <i>S. sp. 2</i> , <i>Populus</i> ex gr. <i>balsamoides</i> Goerr., <i>Betula</i> ex gr. <i>nigra</i> L., <i>B. ex sect. costatae</i> , <i>Ostrya</i> sp., <i>Ulmus</i> sp. 1, <i>U. sp. 2</i> (ива, тополь, береза, вяз, ильм и др.) Голосеменные (до 55–60 %) – разнообразные ели, пихта, сосна, тсуга, в небольших количествах – болотный кипарис. Среди покрытосеменных увеличивается роль мелколиственных пород – березы, ольхи и лещины, много ореховых, дубов, липы, клена, граба, бука и ильмов, но резко сокращается количество субтропических растений – магнолии, сумаха, ниссы; совсем исчезает пыльца мирты, тюльпанного дерева, восковников	Поздний миоцен Средний–поздний миоцен	[51, 131, 132], обн. 189, р. Ушаковка
8	Танхойская свита	Углистые алевролиты	Флора	<i>Carpinus grandis</i> Ung., <i>Betula prisca</i> Ett., <i>Ulmus plurinervia</i> Ung., <i>Tilia</i> sp., <i>Salix varians</i> Goerr., <i>Taxodium tunajorum</i> Hr., <i>Glyptostrobus europaeus</i> Hr., <i>Sagittaria pulchella</i> Heer, <i>Sophora schmidtiana</i> Heer, <i>Typha latissima</i> A. Br., <i>Phragmites oeningensis</i> A. Br., <i>Trapa borealis</i> L., <i>Alnus hostratum</i> Ung., <i>Hedera auriculata</i> Heer, <i>Equisetum riabinini</i> Palib.	Олигоцен	[7], гора Белая, р. Переемная
9	Шанхайская свита	Алевролит	Диатомовые	Доминируют <i>Stephanodiscus astraea</i> , <i>Melosira italica</i> var. <i>valida</i> , появляются <i>Cocconeis skvortzowii</i> , <i>Navicula unipunctata</i> , <i>N. dahurica</i> , <i>Melosira baicalensis</i> , <i>Cyclotella baicalensis</i>	Плиоцен–эоплейстоцен	[54], р. Дулиха
10	Танхойская свита	Углистый аргиллит Синие глины	Пыльца Пыльца	Голосеменные – 38,1–11,2 %. Покрытосеменные (51,3–84,7 %): широколиственные (7,6–26,9 %) – лещина, граб, бук, дуб, ильмовые; мелколиственные – береза (26,9–7,6 %), ольха (14,7–13,8 %), отдельные зерна каштановых. Травы (2–6,4 %) – лебедовые, лютиковые, осоковые, розовые, вереск, полынь. Голосеменные (82,4 %) – сосна, ель, лиственница, разные формы тсуги (до 15 %). Покрытосеменные (9,9 %): широколиственные (4,9 %) – ильмовые, лещина; мелколиственные (4 %) – береза, ольха. Травы (до 1–2 %) – гречишные и пандановые – род <i>Sparganium</i> и др.	Неоген Неоген	[132], р. Осинковка (Танхойская), обн. 45/1 Обн. 45/2
11	Танхойская свита	Углистые глины	Флора	<i>Carpinus grandis</i> Ung., <i>Betula prisca</i> Ett., <i>Ulmus plurinervia</i> Ung., <i>Tilia</i> sp., <i>Salix varians</i> Goerr., <i>Taxodium tunajorum</i> Hr., <i>Glyptostrobus europaeus</i> Hr., <i>Sagittaria pulchella</i> Heer, <i>Sophora schmidtiana</i> Heer, <i>Typha latissima</i> A. Br., <i>Phragmites oeningensis</i> A. Br., <i>Trapa borealis</i> L., <i>Alnus hostratum</i> Ung., <i>Hedera auriculata</i> Heer, <i>Equisetum riabinini</i> Palib.	Олигоцен	[7], Шахтерская Гора, р. Осинковка (Танхойская)
12	Осиновская свита	Аргиллит	Пыльца	Хвойные (62–70 %) – в основном ели, сосна, пихта, в меньшей мере – тсуга; покрытосеменные – береза, ольха и ива, в небольшом количестве – ореховые, граб, ильм, дуб, липа, единично – магнолия. Пыльца травянистых (около 6 %) – <i>Artemisia</i> sp., <i>Chenopodiaceae</i> , <i>Gramineae</i> , <i>Caryophyllaceae</i>	Средний–поздний плиоцен	[51], р. Дулиха

Каталог памятников природы, показанных на листе М-48-IV

№ на схеме	Вид памятника	Краткая характеристика
1	Геологический	Обнажения с ископаемыми растительными остатками юры
2–6	Геологический	Обнажения с ископаемыми растительными остатками неогена (2 - Шахтерская гора, 3 - г. Белая, 4 - р. Половинка, 5 - р. Ушаковка, 6 - р. Мишиха)
7–14	Минералогический	Места находок пегматитовых жил с топазом и турмалином
15–18	Геоморфологический	Останцы выветривания (15 - Утес Скрипер, 16 - Скала Два Брата, 17 - Утес Чертов Мост, 18 - Скала Три Брата)
19	Геоморфологический	Пещера Часовая
20	Геоморфологический	Байкальская терраса средне-позднеплейстоценовая
21–30	Геоморфологический	Абразионный берег (клифы)
31–38	Геоморфологический	Оползни
39–42	Геоморфологический	Сальзы - грязевые псевдовулканы при землетрясениях
43	Геоморфологический	Сквозные долины

Таблица силикатных анализов по листу М-48-IV

№ п/п	№ пробы	Порода	п.п.п.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	P ₂ O ₅	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Сумма	Автор
Шумихинский комплекс																
<i>I фаза</i>																
1	211	Кв. монцонит	1,51	61,21	13,75	3,79	5,37	0,14	0,54	1,12	3,16	1,25	3,95	3,15	99,36	
2	214/1	Кв. монцонит	2,26	63,11	15,52	4,21	2,09	0,10	0,29	0,75	2,41	1,02	5,04	3,32	100,64	120
3	215	Кв. монцонит	1,57	62,20	13,75	3,83	5,02	0,02	0,55	1,34	2,99	1,17	3,90	3,05	99,70	
4	216	Гранодиорит	0,85	66,45	12,60	2,58	4,79	0,11	0,34	0,97	2,42	0,83	4,80	2,60	99,52	
<i>II фаза</i>																
5	214-1	Субщ. лейкогранит	0,53	75,00	13,00	0,84	0,77	0,02	0,03	0,07	0,71	0,13	5,70	3,10	100,02	
Нерсинский комплекс																
6	216/5	Диабаз	3,04	52,00	14,70	1,59	8,84	0,17	0,18	0,97	8,28	6,33	1,12	2,25	99,69	120
7	216/6	Диабаз	0,58	53,00	14,50	2,50	8,92	0,12	0,38	1,60	7,18	5,30	2,02	2,95	99,13	120
8	213/4	Габбро-диабаз	0,67	49,8	13,0	3,66	7,97	0,23	0,08	0,86	13,07	8,28	0,42	2,05	100,15	120
9	213/5	Габбро-диабаз	2,00	49,0	13,4	4,84	9,61	0,21	0,46	2,00	7,78	6,35	1,12	2,38	99,25	120
Моностойский комплекс																
10	808-1	Диорит	1,18	57,50	16,95	2,64	5,51	0,08	0,42	1,10	1,64	3,07	5,17	4,20	99,45	
11	809	Диорит	0,26	60,50	16,95	1,98	4,89	0,12	0,36	1,05	4,86	0,07	4,42	3,95	99,41	
12	1191	Диорит	1,41	55,35	16,75	3,32	5,57	0,15	0,49	1,41	6,13	1,48	3,14	4,11	99,31	
13	1017	Диорит	0,65	55,57	17,42	8,01		0,12	0,39	1,34	5,32	3,15	4,10	3,63	99,93	
14	715	Диорит	1,33	55,47	19,60	1,93	5,47	0,12	0,45	0,93	4,95	2,50	3,46	3,93	100,28	
15	717	Габбродиорит	1,60	53,28	18,50	2,87	6,10	0,15	0,55	1,03	5,98	3,23	3,04	3,12	99,45	
16	1075/1	Габбро	1,83	49,58	21,29	4,46		0,068	0,03	0,217	11,77	7,74	0,32	2,64	99,99	
17	4070	Габбро	2,02	52,00	18,80	4,04	3,75	0,13	0,60	1,51	7,12	4,00	2,45	3,83	100,25	
18	1089	Горнблендит	1,09	44,05	11,05	14,3		0,214	0,17	1,875	10,54	13,53	1,50	1,65	100,10	
19	4006	Перидотит	4,13	39,62	4,85	17,5		0,22	0,32	0,70	4,06	27,33	0,58	0,84	100,30	
20	1204	Перидотит		36,33	5,21	6,88	9,01	0,23	0,15	0,48	2,40	28,52	1,11	2,03		105
Позднежидинский комплекс																
<i>I фаза</i>																
21	80-1	Кв. монцонит	1,22	55,05	19,25	1,95	5,09	0,12	0,54	0,74	3,42	2,14	3,78	4,97	99,03	
22	82	Кв. монцонит	0,81	55,65	18,85	2,55	5,00	0,11	0,48	0,87	4,30	2,41	3,35	4,50	99,04	
23	90	Кв. монцонит	0,57	56,00	19,35	2,33	4,66	0,12	0,39	0,83	4,00	1,98	4,57	4,40	99,20	
24	88	Кв. монцонит	0,90	61,10	18,60	1,54	4,29	0,10	0,26	0,34	1,50	0,51	5,74	4,08	99,07	
<i>II фаза</i>																
25	82-1	Гранит жильный	0,48	70,00	15,75	0,36	0,71	0,02	0,04	0,08	0,74	0,25	7,79	2,96	99,17	
26	130	Гранит	0,60	69,60	15,45	1,39	1,23	0,04	0,11	0,40	1,09	0,58	4,90	3,33	98,82	

Продолжение прил. 10

№ п/п	№ пробы	Порода	п.п.п.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	P ₂ O ₅	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Сумма	Автор
27	4020	Гранит	0,91	68,00	15,40	0,73	2,29	0,07	0,19	0,38	1,27	0,95	4,55	4,31	99,05	
28	4602	Гранит	0,84	68,75	15,00	1,16	2,20	0,06	0,17	0,48	1,39	0,88	4,88	3,90	99,71	
29	4604	Гранит	0,60	69,50	15,20	0,86	2,17	0,06	0,16	0,46	1,39	0,83	4,82	4,05	100,10	
30	4108-4	Гранит	0,37	68,75	15,60	0,56	1,97	0,04	0,14	0,48	1,83	0,69	5,08	3,65	99,16	
31	4608	Гранит	0,92	67,50	16,00	0,83	2,80	0,07	0,19	0,56	1,72	1,03	3,57	4,70	99,89	
32	1048/4	Гранит	0,67	67,90	15,43	3,38		0,06	0,19	0,50	1,73	0,93	5,13	3,86	99,96	
33	1064	Гранит	0,64	68,02	16,24	3,10		0,08	0,10	0,41	1,25	0,54	5,85	3,58	99,96	
34	857	Граносиенит	0,39	67,10	15,25	1,21	2,69	0,07	0,16	0,38	2,54	1,71	4,44	3,69	99,63	
35	51-1	Граносиенит	0,43	67,50	15,75	2,12	1,74	0,13	0,18	0,42	5,68	0,11	2,67	3,42	100,27	
36	1010	Граносиенит	0,95	66,53	15,50	4,44		0,07	0,19	0,52	2,27	1,36	4,30	3,65	99,98	
37	1095	Граносиенит		66,30	15,64	1,84	1,93	0,07	0,14	0,47	2,31	1,06	6,48	2,64		
38	1087	Граносиенит		67,78	15,97	0,81	2,64	0,06	0,14	0,43	1,59	1,08	5,99	2,98		
39	35	Кв. сиенит	0,31	65,75	16,95	1,45	3,34	0,08	0,21	0,58	2,29	1,12	3,95	3,85	99,88	
40	42-1	Кв. сиенит	0,65	64,95	15,40	1,37	2,65	0,07	0,18	0,42	0,70	3,67	5,00	4,15	99,20	
41	61-1	Кв. сиенит	0,65	63,00	17,45	1,38	4,03	0,11	0,26	0,74	2,25	0,56	5,00	3,83	99,27	
42	4071	Кв. сиенит	0,58	63,00	17,05	1,02	3,20	0,10	0,26	0,80	2,57	1,00	5,82	3,90	99,30	
43	38-1	Кв. сиенит	0,14	61,30	18,20	2,26	2,60	0,07	0,21	0,88	2,96	0,97	5,53	4,20	99,32	
<i>III фаза</i>																
44	45	Лейкогранит	0,23	71,90	15,00	0,58	1,28	0,03	0,03	0,11	1,36	0,20	5,12	3,86	99,70	
45	45-1	Лейкогранит	0,73	73,05	14,10	1,13	1,06	0,05	0,06	0,31	0,70	0,37	4,82	3,70	100,08	
46	1235-3	Лейкогранит	0,43	75,50	13,00	0,39	0,31	0,03	0,02	0,15	1,00	0,29	5,55	3,00	99,83	
47	1094	Лейкогранит		74,06	13,62	1,00	0,82	0,02	0,07		0,75	0,16	8,37	0,69		105
48	4109-3	Жильный лейкогранит	0,79	73,05	13,60	0,83	1,12	0,03	0,09	0,28	0,60	0,31	6,32	2,84	99,85	
Билотайский комплекс																
49	87-1	Гранит щ.п.ш.	0,38	71,90	15,00	0,36	1,48	0,03	0,07	0,29	1,25	0,40	5,18	2,95	99,29	
Хамардабанский комплекс																
50	98-1	Гнейсогранит	2,50	72,35	12,30	0,82	1,06	0,03	0,02	0,11	2,08	1,12	4,40	3,10	99,89	
51	74-1	Гнейсогранит	0,37	74,60	13,70	0,19	1,00	0,03	0,04	0,05	0,80	0,25	5,20	3,33	99,56	
52	77-1	Гнейсогранит	0,63	71,00	14,00	0,63	3,43	0,07	0,18	0,52	1,50	0,95	3,87	2,72	99,50	
53	910-6	Гнейсогранит жильный	0,46	71,50	14,90	0,43	2,05	0,04	0,09	0,21	1,81	0,81	3,14	3,73	99,30	
54	833-2	Гнейсогранит	0,17	75,10	13,40	0,29	0,91	0,02	0,04	0,07	1,00	0,97	4,59	3,40	99,95	
55	4638	Гнейсогранит	0,82	73,65	14,70	0,57	0,45	0,03	0,09	0,12	0,35	0,06	3,55	4,70	99,08	
56	1270-2	Гнейсогранит	0,30	75,10	13,70	0,59	0,74	0,02	0,06	0,18	1,19	0,14	4,75	3,36	100,22	
57	2148	Гнейсогранит	0,74	71,25	14,44	3,00		0,03	0,08	0,31	1,01	0,48	5,21	3,21	99,92	
Соготинский комплекс																
58	125-4	Граносиенит щ.п.ш.	0,59	64,60	17,50	1,47	1,29	0,07	0,10	0,68	1,23	0,55	6,85	4,90	99,82	
59	126-2	Гранит щ.п.ш.	0,26	69,75	15,40	0,85	1,80	0,04	0,04	0,34	0,70	0,27	6,30	3,95	99,69	
60	54	Гранит щ.п.ш.	0,13	70,50	15,00	0,60	1,40	0,02	0,03	0,15	0,40	1,14	4,93	5,38	99,82	

Окончание прил. 10

№ п/п	№ пробы	Порода	п.п.п.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	P ₂ O ₅	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Сумма	Автор
<i>Дайки</i>																
61	1056	Трахибазальтовый порфирит	1,66	47,86	16,70	12,22		0,163	0,43	2,598	7,70	5,26	1,79	3,48	100,03	
62	1049	Трахибазальтовый порфирит	2,05	50,65	16,93	9,97		0,145	0,86	1,871	6,05	3,92	3,14	4,05	99,94	
63	1074	Трахибазальтовый порфирит	1,68	47,46	16,52	12,06		0,15	0,90	2,42	8,37	5,19	1,67	3,31	99,94	
64	2134/2	Трахибазальтовый порфирит	1,61	54,05	17,05	8,12		0,10	1,24	1,68	4,03	2,59	3,93	5,09	99,83	
65	1063/1	Трахибазальтовый порфирит	1,94	51,88	16,90	9,85		0,13	1,02	1,96	4,78	3,12	4,02	4,04	99,93	
66	1064/1	Сиенит-порфир	1,75	61,47	17,85	4,98		0,11	0,33	1,13	0,64	1,07	4,80	5,59	99,90	
Жидойская толща																
67	211/1	Гнейс пироксеновый	0,55	65,0	16,5	1,24	2,37	0,07	0,20	0,62	3,83	1,97	3,00	4,24	98,74	120
68	211/2	Гнейс пироксеновый	0,64	64,0	18,48	1,35	2,66	0,05	0,21	0,76	4,14	1,96	1,67	3,65	99,72	120
69	211/3	Гнейс пироксеновый	0,70	65,9	15,92	1,74	2,01	0,02	0,16	0,64	3,48	1,88	4,00	3,93	100,60	120
70	211/4	Гнейс пироксеновый	0,72	66,8	16,84	1,07	2,08	0,03	0,13	0,46	3,38	1,67	2,80	3,85	99,91	120
Астайская свита																
71	66-1	Метаалевролит	2,73	62,25	17,35	1,85	4,51	0,05	0,18	0,76	0,40	2,59	3,51	2,65	98,82	
72	4033	Метаалевролит	0,59	62,00	17,00	1,19	3,80	0,10	0,33	0,84	2,93	1,49	5,08	3,65	99,16	
73	4044	Метаалевролит	0,74	59,90	20,30	0,76	3,32	0,11	0,28	0,66	3,23	1,17	5,40	3,75	99,61	
74	4052	Метаалевролит	0,82	63,25	16,85	3,15	2,80	0,07	0,26	0,84	2,00	0,88	5,85	3,66	100,44	
75	4053	Метаалевролит	0,64	63,00	17,25	1,24	3,00	0,09	0,26	0,88	2,64	1,05	5,95	3,80	99,79	
76	4054	Метаалевролит	0,60	63,60	17,05	0,89	3,32	0,10	0,28	0,86	2,51	1,00	5,83	3,88	99,92	
77	4054-1	Метаалевролит	0,46	62,75	17,25	0,91	3,43	0,10	0,29	0,88	2,68	1,00	5,65	3,84	99,34	
Темническая свита																
78	1183	Кварцит	0,48	71,85	13,00	0,90	0,71	0,04	0,06	0,18	0,86	4,00	4,96	3,05	100,08	
79	1197	Гнейс	0,20	68,40	12,85	0,93	2,94	0,06	0,13	0,50	4,33	1,62	3,28	3,45	98,81	

Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листа Госгеолкарты М-48-IV прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов

№ п/п	Вид минерального сырья и наименование объекта	Оценка ресурсов по категориям		Баланс ресурсов по результатам (+/-)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
		на начало работ	по результатам работ		
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
1	Южно-Байкальская газоносная площадь, газ горючий	-	P ₃ 114 млрд м ³	P ₃ +114 млрд м ³	
2	Танхойская угленосная площадь, уголь бурый	P ₃ 930 млн т	P ₃ 930 млн т	-	
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
3	Ангаро-Котинский золотоносный узел, золото россыпное	-	P ₂₊₃ 2,71 т	P ₂₊₃ +2,71 т	
4	Мысовский золото-железорудный узел, железо золото россыпное	A+C ₂ +P ₂ 1 млн т -	P ₃ 150 млн т P ₃ 0,05 т	- P ₃ +0,05 т	
5	Прогнозируемый Мишихинский золото-рудный узел, золото рудное золото россыпное	- -	P ₃ 30 т P ₃ 0,32 т	P ₃ +30 т P ₃ +0,32 т	Специализированные поиски

Электронное научное издание

Кошкин В. В.
Леонов В. Е.
Курбатова Е. И.
и др.

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 200 000**

Издание второе
Серия Селенгинская
Лист М-48-IV (Бабушкин)
Объяснительная записка

Редактор, корректор *И. В. Котельникова*
Технический редактор, компьютерная верстка *Е. А. Поликова*

Подписано к использованию 25.12.2019. Тираж 50 дисков. Объем 157 Мб
Зак. 41815500

Всероссийский научно-исследовательский геологический
институт им. А. И. Карпинского (ВСЕГЕИ)
199106, Санкт-Петербург, Средний пр., 74

Записано на электронный носитель в Московском филиале ФГБУ «ВСЕГЕИ»
123154, Москва, ул. Маршала Тухачевского, 32А.
Тел. 499-192-88-88. E-mail: mfvsegei@mfvsegei.ru